Phys. Geogr.
20a
2

PHYSISCHE ERDKUNDE.

NACH DEN

HINTERLASSENEN MANUSCRIPTEN

OSCAR PESCHEL'S

SELBSTÄNDIG BEARBEITET UND HERAUSGEGEBEN

VON

GUSTAV LEIPOLDT.

ZWEITER BAND.

LEIPZIG,
VERLAG VON DUNCKER & HUMBLOT.
1880.

56

Das Uebersetzungsrecht bleibt vorbehalten.

INHALT.

DRITTER THEIL.

DIE WASSER- UND LUFTHÜLLE DER ERDE.

		Seite
I.	Der Salzgehalt und das specifische Gewicht der Oceane	3
II.	Fluth und Ebbe	14
III.	Die Temperatur des Meeres	33
	A. Die Temperaturen an der Meeresoberfläche	33
	B. Die Temperaturen in den Tiefen der Oceane	38
IV.	Darstellung der Meeresströmungen	56
V.	Die Theorien der Meeresströmungen	81
VI.	Die Höhe und der Druck des Luftmeeres	108
VII.	Die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche	138
	A. Periodischer Wechsel der Sonnenstrahlung	138
	B. Die Adhémar'sche Hypothese	143
	C. Das Thermometer und der Gebrauch desselben	151
	D. Absorption der von der Sonne zugestrahlten Wärme durch Luft, Land und Meer	156
	E. Die Wärmestrahlung der Erde	158
	F. Die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe	162
	G. Isothermen, Isanomalen	173
	H. Gleichmässiges und excessives Klima	189
	J. Maxima und Minima der Luftwärme	194
	K. Gleichzeitige Wärmeanomalien verschiedener Gegenden	198
	L. Seculäre Veränderung des Klimas	200
VIII.	Die Winde	203
IX.	Die Wasserdämpfe in der Luft. Niederschläge	239
X.	Die Quellen	287
	(Anh.:) Gasquellen nichtvulcanischer Art	309
XI.	Die Entwicklungsgeschichte der stehenden Wasser auf der Erde	312
	(Anh.:) Salzflötze	330
XII.	Die Gletscher	336
XIII.	Die Eiszeit	356
XIV.	Ueber die Namen der Ströme und die Gesetze ihrer Bewegung	369
XV.	Die mechanischen Leistungen der Ströme	375

Seite

XVI. Pathologie der Ströme 398
XVII. Die Deltabildungen der Ströme 403
XVIII. Ueber den Bau der Ströme in ihrem mittleren Laufe 428
XIX. Die Thalbildungen 438
XX. Die magnetischen Kräfte der Erde 455

VIERTER THEIL.

DAS ORGANISCHE LEBEN AUF ERDEN.

I. Wüsten, Steppen, Wälder 489
II. Die Abhängigkeit der Gewächse von Standort und Klima . . . 518
III. Physiognomik der Gewächse 529
IV. Die Vegetationszonen der Erde 544
V. Die Wanderungen der Pflanzen 592
VI. Mittel und Schranken der Thierverbreitung 606
VII. Die Faunengebiete der Erde 614
VIII. Die Lehre von der Einheit der Schöpfungsmittelpunkte 653

DRITTER THEIL.

DIE WASSER- UND LUFTHÜLLE DER ERDE.

I. Der Salzgehalt und das specifische Gewicht der Oceane.

Wie in allen Seebecken, welche während langer geologischer Zeiträume beständig Zufluss, aber niemals einen Abfluss gehabt haben, so ist auch in den grossen oceanischen Becken das Wasser eine Salzlösung. Obwohl der Salzgehalt des dem Meere durch die Flüsse zugeführten Wassers ein ausserordentlich geringer ist, so concentrirt sich derselbe doch allmählich in Folge der Verdampfung. Da nämlich die Flüsse Tag für Tag neue Vorräthe aufgelöster Bestandtheile in das Meer hinabtragen und keiner dieser Vorräthe, wie das Wasser, unter Verdunstung vertheilt werden kann, so folgt daraus, dass hierdurch allein schon das Meer endlich salzig werden muss. Derartige Vorgänge lassen sich an kleineren Seen mehrfach nachweisen, so in Tibet, wo einige Landseen, nach Muschelresten an ihren Ufern zu schliessen, ehemals süsses Wasser enthielten, späterhin jedoch salzig wurden, als durch Niveauänderungen des Bodens ihr Abfluss gehemmt wurde. Mögen auch längere Zeiträume erforderlich gewesen sein, den ungeheuren oceanischen Wassermassen ihren heutigen Salzgehalt zu verleihen, so muss doch jedenfalls hier ein ähnlicher Process angenommen werden, wobei nicht in Abrede gestellt werden soll, dass das Meer von allem Anfang an einen gewissen — natürlich weit geringeren — Salzgehalt besass. Da unter den allgemein verbreiteten Mineralmassen Chlornatrium die einzige leicht lösliche ist, so hat sein reichliches Vorkommen im Meerwasser nichts Auffallendes. Zwar findet sich im fliessenden Wasser noch viel häufiger kohlensaure Kalkerde aufgelöst; doch zersetzt sie sich theils unter Entwicklung von Kohlensäure und Abscheidung neutraler kohlensaurer Kalkerde, theils wird sie von den Organismen zur Bildung ihrer kalkigen Skelete und Schalen verwandt.

Durch chemische Analysen hat man — abgesehen von Sauerstoff und Wasserstoff, den beiden wesentlichen Bestandtheilen des Wassers, — im Meere bisher folgende Stoffe ermittelt: Chlor (nächst Sauer- und

Wasserstoff in grösster Menge vorhanden), Brom, Jod, Fluor, Schwefel (als Schwefelsäure und Schwefelwasserstoff), Phosphor, Kohlenstoff (als freie oder mit Kalk verbundene Kohlensäure), Stickstoff, Silicium (als Kieselsäure), Bor (als Borsäure), Silber (als Chlorsilber), Kupfer, Blei, Zink, Kobalt, Nickel, Eisen, Mangan, Aluminium, Magnesium (nächst Chlor, Schwefelsäure und Natrium am gewöhnlichsten), Calcium (meist als kohlensaurer, schwefelsaurer und phosphorsaurer Kalk oder als Fluorcalcium), Strontium, Baryum, Natrium, Kalium und endlich höchst wahrscheinlich auch Arsenik und Lithium. Das Meer enthält also nicht weniger als 29 Grundstoffe, d. h. nahezu die Hälfte der bis jetzt bekannten und zwar diejenigen, welche die Natur in besonders reichem Masse aufweist und die das grosse chemische Leben in der anorganischen Welt am meisten fördern. In erster Linie sind für das Meerwasser Chlor, Schwefelsäure, Calcium, Kalium, Magnesium uud Natrium bedeutungsvoll [1]).

In dem offenen Ocean schwankt der Salzgehalt zwischen 3,28 und 3,84 Procent des Meerwassers, wobei auch die einzelnen Bestandtheile unregelmässig variiren. Immerhin bleiben sich die Mischungsverhältnisse wenigstens annähernd constant, wie aus folgenden Analysen v. Bibra's hervorgeht [2]).

	I. [3])	II. [4])
Betrag der Salze . .	3,28	3,84
Chlornatrium . . .	75,80	76,89
Chlormagnesium . .	8,87	8,05
Chlorkalium	3,68	3,33
Bromnatrium . . .	1,23	1,30
Schwefelsaurer Kalk .	4,54	4,94
Schwefelsaure Magnesia	5,88	5,49
	100,00.	100,00.

Besonders bemerkenswerth ist, dass eines der edlen Metalle, das Silber, im Meerwasser vorkommt. Auf die Entdeckung dieser Thatsache leitete eine chemische Analyse des sogenannten „Gelbmetalls“ (einer Art Messing, bestehend aus Kupfer, Zinn, Zink, Blei und Eisen, womit die Schiffe zum Schutze gegen die zerfressende Wirkung des Seewassers, sowie gegen Bohrwürmer beschlagen werden). Platten dieses Metalls, welche, ehe sie an die Schiffe genagelt wurden, nur unendlich kleine und selbst gar keine Spuren von Silber zeigten, be-

[1]) Nach Forchhammer in Gustav Bischof's Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863. Bd. I, S. 439 ff.

[2]) Annalen der Chemie und Pharmacie. Bd. LXXVII, S. 90.

[3]) Geschöpft im Hafen von Callao unter 12° 5′ s. Br. u. 77° 14′ w. L. v. Gr.

[4]) Geschöpft im Atlantischen Ocean unter 41° 18′ n. Br. u. 36° 28′ w. L. v. Gr.

sassen nach drei- oder vierjährigen Reisen eine ansehnliche Menge desselben. Eine Auflösung von salzsaurem Silber in salzsaurem Sodium wird nämlich beständig durch metallisches Kupfer zersetzt, wobei sich salzsaures Kupfer bildet und Silber auf der Kupferfläche sich niederschlägt. Holland verwendet jährlich für den Schiffsbeschlag 300 000 Kilogramm Gelbmetall. Der Beschlag dauert gewöhnlich 6 Jahre, und während dieser Zeit entzieht er dem Meerwasser 90 Kilogramm Silber. Man füge bei dieser Berechnung die Flotten England's, Frankreich's und der Vereinigten Staaten hinzu, und die Masse des auf dem Schiffsboden abgelagerten Silbers wird sich in 6 Jahren auf 9 Tonnen (à 20 Centner) belaufen. Indem man die von den Schiffen zurückgelegten Wege, sowie die Zeit ihrer Berührung mit dem Meerwasser berücksichtigte, hat man ermittelt, dass der Ocean mindestens 2 Millionen Tonnen Silber enthält[1]): eine Masse, welche etwa einen Werth von 350 Milliarden Mark repräsentirt. Das aus der Neuen Welt bis zum Ausbruch der mexicanischen Revolution nach Europa ausgeführte Silber hat nach A. v. Humboldt's Angabe[2]) ein Gewicht von 110 362 222 Kilogramm, ist also nur etwa $^1/_{18}$ dessen, was die Oceane in ihren Fluthen bergen.

Finden sich auch die Stoffe, welche im Meerwasser aufgelöst sind, nicht in allen Theilen desselben in völlig gleichem Mischungsverhältniss, so wird man doch, worauf bereits hingewiesen wurde, wenig irren, wenn man ein annähernd gleiches Mischungsverhältniss der Salze für das Wasser aller oceanischen Gebiete annimmt. Man ist daher berechtigt, nach dem Salzgehalt des Meerwassers sein specifisches Gewicht zu bemessen, was auch die bisher gemachten Erfahrungen durchaus bestätigen. Betrachten wir die Dichtigkeit des reinen Wassers bei 4° C. als Einheit, so entsprechen sich nach J. Y. Buchanan folgende Salinitätsgrade und specifische Gewichte, wobei die gegebenen Werthe des specifischen Gewichts auf 15,56° C. reducirt sind:

Salzgehalt (per mille)	33,765	35,049	36,343	37,637
Specifisches Gewicht	1,025	1,026	1,027	1,028.

Forschen wir nach den Ursachen, durch welche der Salzgehalt der Oceane örtlich gesteigert oder geschwächt wird, so erkennen wir gar bald, dass dieselben in erster Linie in gewissen meteorologischen Vorgängen auf unserem Planeten gesucht werden müssen. Auf zwei Factoren haben wir hierbei vorzugsweise unser Augenmerk zu lenken: auf die Verdunstung und Eisbildung. Da die erstere ausschliesslich, die letztere

[1]) Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. 5th ed. Edinburgh 1875. p. 22 sq. Nach M. F. Maury (Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. p. 16) beträgt der Silbergehalt des Oceans 200 Millionen Tonnen (?).

[2]) Deutsche Vierteljahrsschrift 1838. 4. Heft. S. 13.

vorzugsweise an der Oberfläche des Wassers wirksam ist, so dürfen wir schon von vorn herein erwarten, dass die Differenzen im Salzgehalt der Oceane im wesentlichen auf deren obere Schichten beschränkt sind.

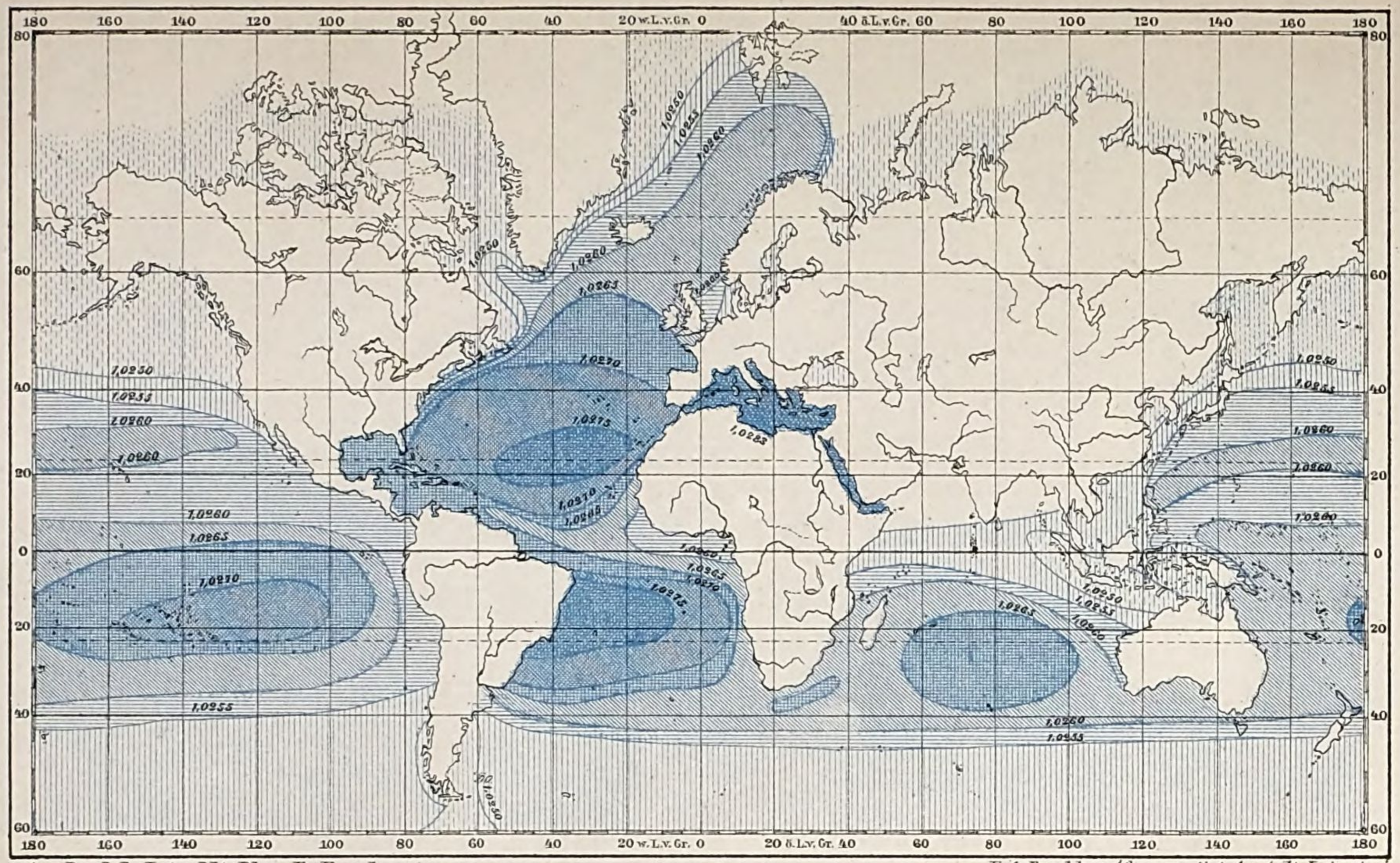
Wird einer Salzlösung, sei es durch Eisbildung oder Verdampfung, reines Wasser entzogen, so tritt eine Concentration derselben ein; durch reichliche Süsswasserzufuhr hingegen wird der Salzgehalt namhaft vermindert. An den beiden Polen dürfen wir daher Areale relativ hohen Salzgehaltes erwarten, für welchen die massenhafte Eisbildung einen genügenden Erklärungsgrund gewährt. Zwischen diesen beiden Räumen aber breiten sich nach Massgabe der klimatischen Verhältnisse fünf Zonen verschiedenen Salzgehaltes aus. Besonders markirt erscheinen diejenigen beiden Zonen, welche mit den Räumen des vorwaltenden Nordost- und Südostpassats zusammenfallen. Sie sind ausgezeichnet durch lebhafte Evaporation und Armuth an Niederschlägen; daher kommt ihnen auch naturgemäss der höhere Salzgehalt zu. Zwischen ihnen liegt die regenreiche Zone der Calmen mit relativ geringem Salzgehalt; ebenso vermindert sich derselbe ausserhalb der beiden Passatgebiete, weil auch hier die Meteorwasser reichlicher vorhanden sind.

Die beifolgende Salinitätskarte[1]) (Fig. 1), welche sich sowohl auf die älteren Untersuchungen Lenz' gründet, sowie auf diejenigen, welche am Bord des „Challenger“ und der „Gazelle“ vorgenommen wurden, giebt ein übersichtliches Bild von dem Salzgehalt der Meere. Da sich derselbe je nach der Beschaffenheit des Klimas örtlich steigert oder vermindert, das Klima selbst aber innerhalb eines Jahres gewisse regelmässige Veränderungen erleidet, so sind die gezogenen Curven offenbar kleinen jährlichen Oscillationen unterworfen; doch lassen sich diese Schwankungen wegen mangelnden Materials zur Zeit noch mit keinerlei Sicherheit genau bestimmen. Die Salinitätszonen der obigen Karte entsprechen daher nur im allgemeinen einer jährlichen Mittellage derjenigen Zonen, welche sie darstellen. Wie ansehnlich übrigens die Schwankungen des Salzgehalts sind, welche vorübergehend durch meteorologische Vorgänge herbeigeführt werden, erhellt aus folgenden Beispielen: Im Gebiete des Südchinesischen Meeres weht während der nördlichen Declination der Sonne der Südwest-, während der südlichen Declination aber der Nordostmonsun, von denen der erstere ein feuchter, der letztere ein trockener Wind ist. Jener müsste demnach, falls unsere theoretischen Voraussetzungen richtig sind, den Salzgehalt des Südchinesischen Meeres bedeutend abschwächen. In der That haben neuere genaue

[1]) Nach J. Y. Buchanan's „Chart showing the distribution of saltness in the ocean“ im Journal of the R. Geogr. Society of London 1877, zu p. 73.

Das specifische Gewicht des Meerwassers.

Nach J.Y.Buchanan.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. I.

Prüfungen dies völlig bestätigt; denn Anfang November (am Ende des Zeitraumes, in welchem der Südwestmonsun herrscht,) beträgt das specifische Gewicht dieses Meeres nur 1,02518, während sich dasselbe schon im Januar zu einem Werthe von 1,02534 erhebt [1]). Noch bemerkenswerther, wenn auch weniger nachhaltend sind die Wirkungen einzelner starker Gewitterregen. So beobachtete C. K. Ord am 4. August 1859 Vormittags 9 Uhr, dass in Folge eines schweren Regenfalls in der Simons - Bay (Capland) in einer Stunde das specifische Gewicht des Meerwassers von 1,0266 auf 1,0193 reducirt wurde. Schon um 3 Uhr Nachmittags jedoch war die Dichtigkeit des Wassers dieselbe wie vorher [2]).

In dem nordatlantischen Becken erreicht die specifische Schwere des Oberflächenwassers, wie ein Blick auf die vorliegende Salinitätskarte lehrt, ungefähr unter 22 ° n. Br. und 40 ° w. L. v. Gr. ihr Maximum, worin die Beobachtungen am Bord des „Challenger“ und der „Gazelle“ mit den älteren von Lenz gut harmoniren. Von hier aus erfolgt nach Süd zu eine sehr rasche, nach Nord hingegen eine ausserordentlich langsame Abnahme des specifischen Gewichts, so dass selbst in hohen nördlichen Breiten, wie Mohn's gründliche Untersuchungen dargethan haben, das atlantische Wasser noch ein relativ grosses specifisches Gewicht besitzt. Auch die Wasser des Golfstromes sind durch einen hohen Salzgehalt ausgezeichnet, namentlich wenn wir sie vergleichen mit den kalten und süssen Polarwassern, welche sich wie ein Keil zwischen den Golfstrom und die Ostküste der Vereinigten Staaten drängen. Daher bietet auch der Golfstrom hinsichtlich seiner Farbe und seines Salzgehaltes wenig Auffallendes dar, wenn man sich von Ost her seinen Ufern nähert; hingegen wird man in hohem Grade durch seine eigenthümliche Färbung überrascht, wenn man, von der amerikanischen Küste ostwärts steuernd, auf einmal aus den grünen Wassern des „cold wall“ an die salzreicheren und daher tief blauen Wasser des warmen Golfstromes gelangt [3]). Ohne Zweifel ist es eine Wirkung des Golfstromes, dass sich die Curve des specifischen Gewichts von 1,0260 so weit hin-

[1]) Vgl. J. Y. Buchanan: „On the Distribution of Salt in the Ocean, as indicated by the Specific Gravity of its Waters“ — in dem Journal of the R. Geogr. Society of London 1877, p. 76. Dieser vorzüglichen Arbeit verdankt der vorliegende Abschnitt manigfache Bereicherung.

[2]) Ausland 1865, S. 894.

[3]) Durch die Beobachtungen am Bord der „Gazelle“ ist es völlig erwiesen, dass das Meerwasser ein um so intensiveres Blau annimmt, je salzhaltiger es ist; hingegen wird seine Färbung grünlich, sobald sich sein Salzgehalt wesentlich verringert.

auf nach Norden schwingt[1]); an keinem anderen Punkte der Erde erreicht dieselbe auch nur annähernd eine gleiche Polhöhe. — In den äquatorialen Räumen stimmt die Zone geringsten specifischen Gewichtes (weniger als 1,0260) ziemlich gut mit dem Gebiet der Guinea-Strömung überein.

Im südlichen Theile des Atlantischen Oceans liegt das Maximum des Salzgehalts gleichfalls in der Passatzone; nur entfernt es sich hier nicht so weit von dem Aequator wie im nordatlantischen Ocean, und zugleich erscheint es der Ostküste Südamerika's sehr nahe gerückt. Der höchste Werth des specifischen Gewichts (1,02785) wurde bei den Abrolhos-Inseln (unter 18 ° s. Br.) gefunden. Befremdend ist der hohe Salzgehalt an der Ostküste Brasilien's, weil er besteht trotz der mächtigen Ströme, welche ungeheure Mengen süssen Wassers dem Meere zuführen. Von der Breite des Cap der Guten Hoffnung, wo das mittlere specifische Gewicht des Oberflächenwassers 1,0261 ist, nimmt die Salinität rasch ab, bewahrt jedoch vom 44. bis 60. ° s. Br. ziemlich gleichmässig den Werth 1,0250.

In der Südsee sind die Salinitätsverhältnisse wesentlich andere als im Atlantischen Ocean. Während in dem letzteren zwei Zonen mit relativ hohem Salzgehalt deutlich hervortreten, Zonen, welche correspondirenden Breiten des nord- und südatlantischen Beckens angehören, erscheint in der Südsee nur eine solche Zone scharf markirt, nämlich die des südpacifischen Beckens. Der nördliche Theil der Südsee zeigt hinsichtlich seines specifischen Gewichts die grösste Eintönigkeit. Ausserdem ist dasselbe im Mittel relativ gering; denn es erreicht im Maximum kaum den Werth 1,0265, während in der Passatzone des südlichen Theiles auf einem grossen Raume der Werth 1,0270 überschritten wird, wie denn überhaupt sein durchschnittliches specifisches Gewicht ein viel höheres ist. Offenbar ist die Schwäche der nordpacifischen Passate, welche im Westen durch die regenbringenden Südwestmonsune während eines halben Jahres verdrängt werden, die Hauptursache des geringen Salzgehalts in dem nordpacifischen Becken. Das Maximum in demselben ist 1,02644 (unter lat. 30 ° 22 ′ n. Br.); in dem südpacifischen Becken hingegen beträgt es 1,02719 (unter 19 ° s. Br.). Das äquatoriale Minimum von 1,02585 (unter 7 ° 26 ′ n. Br.) fällt wiederum in das Gebiet der äquatorialen Gegenströmung. Ausserordentlich niedrig ist der Salzgehalt des Seewassers innerhalb der indischen Inselwelt; denn das specifische Gewicht sinkt hier durchweg unter 1,0255, auf weite Strecken sogar unter 1,0250 herab. Die Ursache hiervon ist leicht zu erkennen. Zunächst empfangen jene Meere,

[1]) Vgl. hierzu Petermann's Mittheilungen 1870, S. 238 f.

da der Calmengürtel durch sie hindurchgeht, reiche Niederschläge, sodann aber auch die Flusswasser der zahlreichen Inseln in ihrer Nachbarschaft. Fast das ganze Jahr hindurch ist hier die Luft sehr feucht, so dass ungeachtet der hohen Temperaturen der Betrag der möglichen Concentration sehr gering ist.

Im Indischen Ocean, dessen Salinitätsgrade übrigens noch am wenigsten erforscht sind, ist die durch den vorherrschenden Südostpassat erzeugte Zone grösseren Salzgehalts nicht so scharf ausgeprägt wie im südpacifischen Ocean. Für den nördlichen Theil fehlen leider noch zahlreiche genauere Bestimmungen. Wie es scheint, ist der Indische Ocean unter den Weltmeeren dasjenige, welches den geringsten Salzgehalt besitzt.

Aus diesen Betrachtungen ergiebt sich deutlich, dass klimatische Verhältnisse, insbesondere das Vorwalten gewisser mehr oder weniger feuchter Luftströmungen, die Differenzen in dem Salzgehalt der Oceane hervorrufen. Daher ist es auch, worauf Buchanan aufmerksam macht, nichts Zufälliges, dass wir, wie ein Vergleich der obigen Salinitätskarte mit einer Karte der Isobaren [1]) lehrt, die Maxima des Salzgehalts auf der nördlichen Hemisphäre im Südwesten und auf der südlichen Hemisphäre im Nordwesten der barometrischen Maxima finden. Sie kommen demnach in beiden Fällen in das Gebiet der relativ trockenen polaren Winde zu liegen. Die Variationen im Salzgehalt des Meerwassers sind also stets eine Function der relativen Trockenheit der Atmosphäre; je mehr die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, desto kräftiger vollzieht sich örtlich der Verdunstungsprocess und desto leichter gelingt es ihr, den Salzgehalt des Meeres örtlich zu erhöhen. Die Zonen hoher Salinität coincidiren daher mit denen hoher atmosphärischer Trockenheit und ebenso diejenigen geringer Salinität mit denen starker atmosphärischer Trübung.

Unsere bisherigen Erörterungen galten dem Salzgehalt des Meeres an der Oberfläche; wesentlich anderen Verhältnissen begegnen wir in den oceanischen Tiefen. Aus mehreren Querschnitten durch den Atlantischen und Stillen Ocean, in welchen Buchanan die specifische Schwere des Seewassers auch für die Tiefen der Weltmeere bildlich darzustellen versucht hat, scheint folgendes allgemeine Gesetz hervorzugehen:

Die specifische Schwere vermindert sich, von der Oberfläche angefangen, bis zu einer Tiefe von 800 oder 1000 Faden, worauf sie sich, wenn auch sehr langsam, wieder vermehrt und zwar bis zum Boden, auf welchem sie im Stillen Ocean überall den Werth 1,0257 bis 1,0259 erlangt. Dasselbe specifische Gewicht besitzen auch die Grundwasser

[1]) Vgl. den Abschnitt: Die Höhe und der Druck des Luftmeeres.

des südatlantischen Oceans; aber es wächst innerhalb der Tropenzone des nordatlantischen Beckens und erreicht hier zwischen 2000 und 3000 Faden Tiefe den Werth 1,02616, zwischen 3000 und 4000 Faden Tiefe 1,02632. Dem eben erwähnten Gesetze der Ab- und Zunahme in verticaler Richtung gehorchen die oceanischen Wasser auch in den Passatgebieten; nur in der Calmenzone beobachtet man insofern eine Abweichung, als die specifische Schwere meist von einem Minimum an der Oberfläche zunimmt bis zu einem Maximum in einer Tiefe von 50 bis 150 Faden, von welchem Punkte abwärts sie demselben Gesetze folgt wie in der Passatzone. Der Grund für die Existenz dieses submarinen Maximums ist wahrscheinlich dieser: Die Passate führen dem Aequator relativ salzreiches Wasser zu; hier aber wird die Meeresfläche durch die tropischen Regen regelmässig mit einem ansehnlichen Quantum warmen, süssen Wassers überschüttet, unterhalb welches jenes zu tauchen gezwungen ist. Wenn übrigens oben dem Oberflächenwasser eine grössere specifische Schwere zugeschrieben worden ist als dem Wasser in der Tiefe, so ist hierbei immer zu berücksichtigen, dass beide Gewichte auf dieselbe Temperatur reducirt sind. Thatsächlich sind die obersten Lagen zwar reicher an Salz, aber vermöge ihrer höheren Temperatur die leichteren.

Bemerkenswerth ist, dass wie im nordatlantischen, so auch im Indischen Ocean sich ein Gebiet befindet, dessen Bodenwasser durch ein hohes specifisches Gewicht ausgezeichnet ist, was um so auffallender sein muss, als das Oberflächenwasser dieses Weltmeeres durchaus keinen hohen Salzgehalt aufweist. Unter 45 ° s. Br. begegnen wir nach den Untersuchungen am Bord der „Gazelle“ noch der normalen specifischen Schwere von 1,0256; unter 42 ° s. Br. jedoch beträgt dieselbe schon 1,02617 und wächst nach Norden zu noch mehr. Bei Mauritius ist sie sogar gleich 1,02682, während hier das specifische Gewicht des Oberflächenwassers nur 1,02624 ist. Wahrscheinlich wird der hohe Salzgehalt des Bodenwassers im nördlichen Theile des Atlantischen, sowie in diesem Theile des Indischen Oceans hervorgerufen durch die submarinen Strömungen, welche unablässig die durch reichen Salzgehalt bevorzugten Wasser des Mittelländischen und Rothen Meeres den genannten beiden Oceanen überliefern.

Ueberblicken wir noch einmal die Vertheilung der Salze innerhalb der offenen Oceane, so ergiebt sich die überraschende Thatsache, dass die oceanischen Wasser in grösseren Tiefen einen annähernd übereinstimmenden Salzgehalt besitzen, während die obersten Schichten erhebliche Differenzen zeigen. Hinsichtlich der letzteren tritt der Atlantische Ocean mit einem Salzgehalt von c. 3,6 Procent vor dem Stillen und Indischen Ocean, deren Salzgehalt nur c. 3,5 Procent beträgt, deutlich hervor. Man erwartet eigentlich das Gegentheil, da die Südsee von

grösseren Strömen nur den Amur, Hoang-ho, Yang-tse-kiang, den Kambodja und Columbia empfängt, während sich in das Atlantische Meer solche Riesenströme wie der St. Laurentius, der Mississippi, der Orinoco, der Amazonas und der La Plata ergiessen, nicht zu zählen den Congo, Niger und Gambia. Jene eigenthümlichen Schwankungen im Salzgehalt der Oceane dürfen also nicht den hydrographischen Verhältnissen der betheiligten Continente zugeschrieben werden; vielmehr liegt die eigentliche Ursache darin, dass östlich vom Atlantischen Ocean sich die grössten Ländermassen der Erde ausbreiten. Von ihnen her wehen die äusserst trockenen Passatwinde über den Atlantischen Ocean, während die Luftströme, die über den Stillen oder Indischen Ocean ihren Weg nehmen, wesentlich feuchter sind. Hieraus resultirt die grössere Evaporation, sowie der grössere Salzgehalt des Atlantischen Oceans; zugleich erklärt sich hierdurch dessen auffallend hoher Salzgehalt an den Küsten der Sahara und von Marokko (ziemlich 3,8). Gesetzt, es seien vorläufig nur Amerika, sowie die atlantischen Ufer der Alten Welt entdeckt, die andere Hälfte der Erde aber läge noch für uns verschleiert da, so würde ein Physiker aus dem grösseren Salzgehalt des Atlantischen Oceans im Vergleich zu dem der Südsee schliessen können, dass sich vom Atlantischen Meere aus die unbekannte Welt als Festland weit nach Osten erstrecken müsse.

Die Randmeere der Oceane haben meist einen wesentlich geringeren oder höheren Salzgehalt als die offenen Weltmeere. Es ist dies eine Folge davon, dass in diesen abgeschlossenen Meeresbecken Verdampfungsverlust und Süsswasserzufluss niemals einander gleich sind. Ist der letztere grösser als der erstere, so entsteht an dem Ausgang eines solchen Meeres eine Strömung nach dem offenen Ocean, welche Salzwasser fortführt, während aus den Mündungen der Flüsse grosse Massen Süsswasser ergossen werden. Zu den Meeren, welche derartige Vorgänge aufweisen, gehören die Ostsee und das Schwarze Meer, deren Salzgehalt nur 0,49 (ein Mittelwerth, zwischen Bornholm und Schweden 0,75, bei Kronstadt nur 0,06), resp. 1,77 Procent beträgt [1]). Auch das Weisse Meer (3,22 Pr.), das Gelbe Meer (3,22 Pr.), das Japanische und Ochotskische Meer besitzen einen geringen Salzgehalt.

Umgekehrt bewirken geringer Süsswasserzufluss und starke Evaporation einen hohen Salzgehalt. So verliert das Mittelländische Meer (mit Ausschluss des Pontus) alljährlich durch Verdunstung eine c. 50 engl. Zoll mächtige Wasserschicht [2]), während der Regenfall nur eine

[1]) Georg Forchhammer in den Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CLV (1865), p. 251. 253.

[2]) Sicher ist dieser Werth nicht zu hoch gegriffen, da die beobachtete jährliche Evaporation bei Marseille 85 Par. Zoll (= 90½ engl. Zoll) beträgt.

solche von 22,3 engl. Zoll [1]) (die Regenhöhe von Palermo) wieder ersetzt, so dass also eine ansehnliche Wassermenge (eine Schicht von 27,7 oder rund 28 engl. Zoll) mehr verdunstet, als durch Niederschlag wieder ergänzt wird. Dieser Ausfall, über das ganze Becken vertheilt, giebt ein Volumen von 508 engl. Cubikmeilen. Der Nil liefert dem Mittelmeer jährlich nur 21,653 engl. Cubikmeilen süsses Wasser, und wenn man annimmt, was sicherlich zu viel ist, dass von den sieben anderen Hauptflüssen (Ebro, Rhône, Po, Donau, Dnjestr, Dnjepr, Don) ihm jeder eine gleiche Menge Wasser spendet wie der Nil, so würden doch ihre vereinigten Zuschüsse immer nur die Höhe von 173 engl. Cubikmeilen erreichen, so dass noch 335 engl. Cubikmeilen Verlust durch Verdampfung übrig bleiben. Diesen Verlust entschädigt der Atlantische Ocean durch Einströmung salzigen Meerwassers in der Strasse von Gibraltar. So kommt es, dass das Mittelmeer den hohen Salzgehalt von c. 3,80 Procent erlangt hat [2]); derselbe würde jedenfalls noch viel grösser sein, wenn nicht in der Strasse von Gibraltar gleichzeitig mit dem Einströmen des Oceans in grösseren Tiefen ein in entgegengesetzter Richtung sich vollziehendes Ausströmen des Mittelmeerwassers erfolgte (vgl. den Abschnitt: Die Theorien der Meeresströmungen([3]).

Den absolut grössten Salzgehalt hat nach den bisherigen Messungen das Rothe Meer; der Maximalwerth desselben beläuft sich auf 4,3067.

In solchen Meeresbecken, welche nur durch eine schmale Strasse mit dem Ocean communiciren, begegnet man zugleich noch einer anderen Anomalie hinsichtlich des Salzgehalts. Es findet nämlich eine wesentliche Zunahme desselben mit der Tiefe statt, während dieselbe

[1]) Die mittlere Regenhöhe von 11 rings um das Mittelmeer gelegenen Stationen ist nach Admiral Smyth gleich 23,05 engl. Zoll.

[2]) Derselbe unterliegt nicht unbedeutenden Schwankungen; er beträgt

zwischen Candia und Afrika	3,93	Procent,
zwischen Sardinien und Neapel . . .	3,87	„
östlich von Malta	3,85	„
südlich von Barcelona	3,83	„
zwischen Barcelona und Corsica . .	3,83	„
zwischen den Balearen und Spanien	3,81	„
zwischen Malta und Griechenland .	3,80	„
bei Malta	3,72	„
östlich von Gibraltar	3,70	„
in der Strasse von Gibraltar	3,64	„

G. Forchhammer, l. c. p. 252.

[3]) Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. 5th ed. Edinburgh 1875. p. 26 sq.

in den offenen Oceanen eine ausserordentlich geringfügige ist. Die durch Verdunstung des Wassers an der Oberfläche ruhig stehender Salzlösungen sich bildende stärkere Soole sinkt zu Boden und vermehrt hier den Salzgehalt in nicht unbeträchtlichem Masse, während in den offenen Oceanen eine solche Concentration durch die Bewegungen und Strömungen des Meeres verhindert oder wenigstens auf ein Minimum reducirt wird.

II. Fluth und Ebbe.

Das zweimalige Steigen und Fallen des Meeres innerhalb eines Zeitraumes von 24 Stunden 50 Minuten 28,32 Secunden (durchschnittliche Länge eines Mondtages) [1]) bezeichnet man gewöhnlich als Fluth und Ebbe oder Gezeiten (les marées, the tides). Die Seeleute der deutschen Nordseeküste brauchen hierfür ausschliesslich das Wort Tiden (mit langem i) [2]).

Die Erklärung der Fluth und Ebbe gründet sich auf das von Newton entdeckte Gesetz der Schwere, welches sich auch hier in seiner Einfachheit und Schärfe trefflich bewährt hat. Dieses Gesetz lautet: Alle Körper besitzen eine Anziehungskraft, vermöge welcher sie bestrebt sind, die Körper der Aussenwelt dem Mittelpunkt ihrer kugelförmigen Massen zu nähern. Diese Kraft eines jeden Körpers steht in directem Verhältnisse zu seiner Masse und in indirectem Verhältnisse zu dem Quadrate seiner Entfernung. Zwar wirken die anziehenden Kräfte in ungemessene Fernen; doch kommen in den folgenden Erörterungen ausser der Erde nur Mond und Sonne in Betracht, da die übrigen Weltkörper entweder zu weit entfernt oder zu klein sind, als dass sie die Fluthbildung in den Oceanen unseres Planeten merkbar beeinflussen könnten.

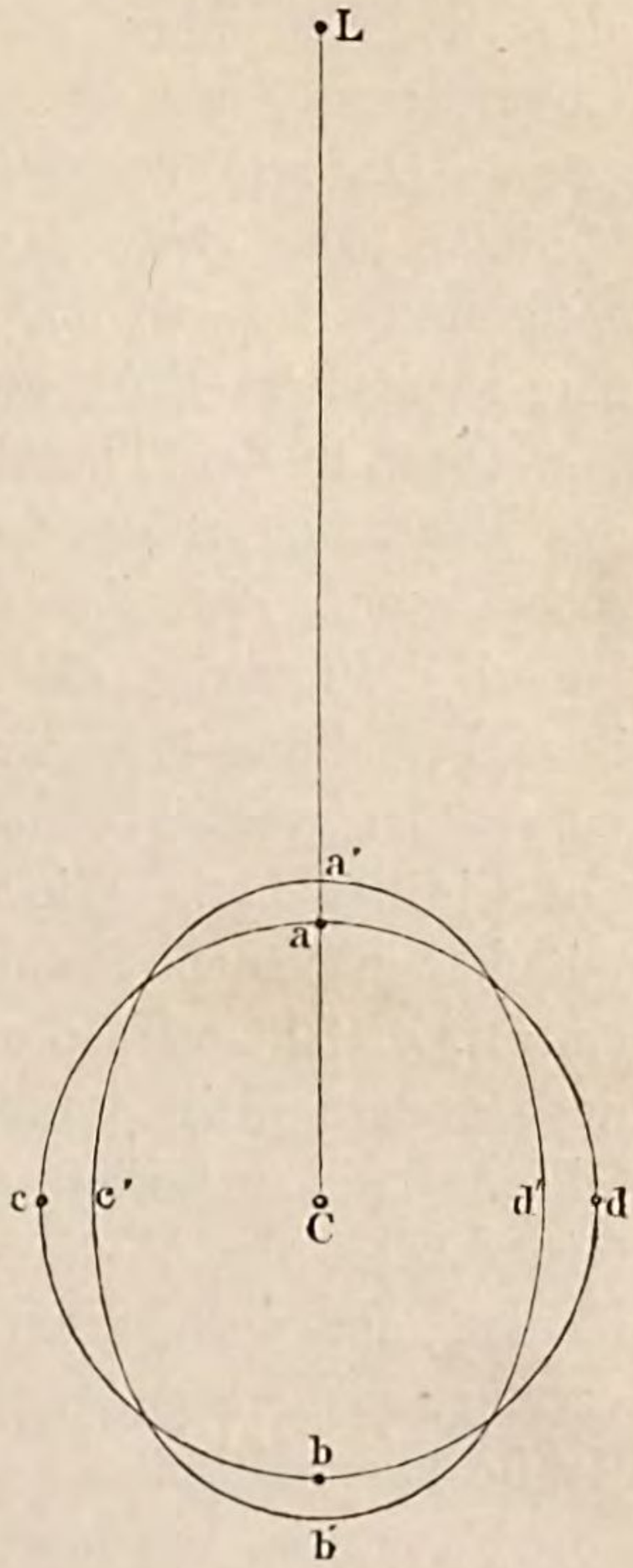
Fig. 2 stelle eine durch den Mittelpunkt von Mond und Erde gelegte Ebene dar. L sei der Mittelpunkt des Mondes, C der Mittelpunkt der Erde, $a\,c\,b\,d$ der starre Erdkörper. Die einzelnen Theile

[1]) Der Mond ist nämlich während einer Erdumdrehung, also innerhalb 24 Stunden, so weit fortgerückt, dass noch $50^1/_2$ Minuten vergehen, ehe sich derselbe Erdmeridian wieder unter dem Monde befindet.

[2]) Sicher ist dieser Name nicht englischen Ursprunges, da er sonst wie die übrigen in der Seemannssprache eingebürgerten englischen Worte auch wie im Englischen, also Teid' ausgesprochen würde. Er dürfte daher vielleicht dem aus einer übel berathenen Antipathie gegen das Fremdländische hervorgegangenen hochdeutschen Ausdrucke „Gezeiten“ vorzuziehen sein. Vgl. Hugo Lentz, Fluth und Ebbe. Hamburg 1879. S. 201.

der Erde befinden sich in verschiedener Entfernung von dem Monde und werden daher auch mit verschiedener Energie von diesem angezogen. Auf den Punkt a, welcher ihm um einen halben Erddurchmesser näher ist als C, wird der Mond stärker wirken als auf C, auf C aber wiederum stärker als auf den noch um einen halben Erddurchmesser weiter entrückten Punkt b. Demnach haben die Punkte a und b die Tendenz, sich von C zu entfernen. Dasselbe gilt natürlich auch von den benachbarten Theilen; doch ermattet dieses Bestreben, je mehr man sich von a und b entfernt, d. h. je mehr man sich c und d nähert. Diese beiden Punkte haben ungefähr denselben Abstand von L wie C; sie werden sich daher in keinem Falle von dem Punkte C zu entfernen suchen; im Gegentheil möchten sie sich demselben nähern, da die Richtungen, in welchen sie nach L hingezogen werden, nicht mit der Richtung LC parallel sind, vielmehr mit dieser Linie in L convergiren.

Fig. 2.



Nehmen wir einen völlig starren oder einen zum Theil starren, zum Theil flüssigen Erdkörper an, so würde der thatsächliche Effect jener Kräfte schwer zu bestimmen sein. Dies gelingt jedoch viel leichter, wenn wir, wie dies in dem Folgenden geschehen soll, den Erdball als eine vollkommen flüssige Masse ansehen.

Da Punkt a stärker angezogen wird als der Erdmittelpunkt C, so entfernt er sich von diesem, indem er sich nach a' bewegt; er steigt somit über die ursprüngliche Fläche empor. Ferner werden die drei von dem Centrum des Mondes gleichweit entfernten Punkte c, C und d kräftiger angezogen als b; sie nähern sich ihm daher auch mehr als b. Demnach werden die Wasser bei b von dem Centrum der Erde zurückweichen, d. h. nach b' gelangen, wo also gleichfalls eine Anschwellung stattfindet. Die Punkte c und d hingegen drängen nach dem Erdmittelpunkte hin und rücken etwa nach c' und d'. An der angedeuteten Verschiebung sind natürlich auch alle anderen Punkte des Erdkörpers nach Massgabe ihrer Entfernung von L betheiligt, und so

wird der kreisförmige Durchschnitt der Wasserkugel $a\,c\,b\,d$ in die elliptische Gestalt $a'\,c'\,b'\,d'$, die Kugelform der Erde aber in ein Sphäroid verwandelt. Die Fluth ereignet sich somit an allen denjenigen Orten, in deren Meridian der Mond steht, sowie an den ihnen entgegengesetzten, also 180° von ihnen entfernten; gleichzeitig aber haben alle Punkte Ebbe, deren Abstand von den Orten mit culminirender Fluth 90° beträgt. Da nun der Mond innerhalb eines Mondtages ein Mal den Meridian jedes Ortes passirt und ebenso täglich ein Mal den eines 180° entfernten Ortes, so muss sich auch täglich eine zweimalige Fluth und eine zweimalige Ebbe an jedem Punkte der Erde einstellen.

Diese in der Theorie so überaus einfachen Vorgänge werden durch das Eingreifen zahlreicher Nebenumstände zu sehr complicirten Erscheinungen. Zunächst theilen Fluth und Ebbe mit zahlreichen meteorologischen Processen die Eigenschaft, dass sie erst dann das Maximum ihrer Entfaltung erreichen, wenn die Kraftquelle, durch welche sie hervorgerufen werden, längst schon den Höhepunkt ihrer Entwicklung überschritten hat. Wie die grösste Hitze des Tages nicht gleichzeitig mit dem höchsten Stande der Sonne, sondern 1—2 Stunden später eintritt, so fällt auch die Fluth nicht in die Culminationszeit des Mondes, sondern bleibt immer gegen $2^1/_2$ Stunden hinter derselben zurück. Gleiches gilt natürlich auch von der Ebbe. Beides hat darin seinen Grund, dass das Wasser wegen der Trägheit seiner Masse nicht momentan der vermehrten oder verminderten Anziehung zu gehorchen vermag, sondern erst nach Ablauf einer gewissen Zeit die hemmenden Kräfte überwältigt.

Ferner ist es neben dem Monde auch die Sonne, welche eine namhafte Wirkung auf die Hebung der oceanischen Wasser ausübt. Ist auch ihre Masse mehr als 25 000 000 mal so gross als diejenige des Mondes, so ist doch die Kraft, mit welcher die Erde von ihr angezogen wird, nur $\frac{25\,000\,000}{384^2} = 170$ mal so gross als die Mondanziehung, weil sie 384 mal weiter als der Mond der Erde entrückt ist. Nun kommen aber, wie oben gezeigt worden ist, bei der Bildung der Fluthwellen nicht die gesammten Anziehungskräfte von Sonne und Mond in Betracht, sondern nur die Unterschiede zwischen der auf den Mittelpunkt und auf Punkte der Erdoberfläche geäusserten Kraft. Da nun die Sonne im Mittel 11 578, der Mond hingegen nur 30,15 Erddurchmesser von der Erde entfernt ist, so ist auch die flutherzeugende Kraft der ersteren nur $^1/_{11\,578}$ ihrer Anziehungskraft, die des Mondes aber $^1/_{30,15}$ seiner Anziehungskraft. Demnach verhalten sich die flutherzeugenden Kräfte von Sonne und Mond zu einander wie $^{170}/_{11\,578} : {}^1/_{30,15}$, also wie $^1/_{68,1} : {}^1/_{30,15}$ oder wie 1 : 2,26 oder rund wie 4 : 9.

Nehmen wir an, statt des Mondes stünde die Sonne in der ihr entsprechenden Entfernung in dem Punkte L (Fig. 2), so würde die flutherzeugende Kraft derselben in den Punkten a und b ungefähr $\frac{1}{20\,000\,000}$ der Anziehungskraft der Erde in denselben Punkten betragen, und hieraus lässt sich durch eine einfache Rechnung ableiten, dass die Sonne in diesen Punkten das Wasser um 0,1650 Meter, d. h. um $\frac{1}{39\,000\,000}$ des Erdhalbmessers erhebt. Da die Wirkungen der Mondanziehung 2,26 mal so gross sind, so ergiebt sich für die Mondfluthwelle eine Erhebung von c. 0,3730 Meter. Die Senkung des Wassers bei c und d ist in beiden Fällen nur halb so gross wie die betreffende Erhebung; sie bestimmt sich demnach im ersteren Falle zu 0,0825 Meter, im zweiten zu 0,1865 Meter. Da unter den obigen Bedingungen die Kugelform der Erde durch den Einfluss von Sonne und Mond völlig verschwindet, so kann man auch sagen, dass die grossen Halbaxen des Erdsphäroids durch die Wirkung der Sonne um 0,2475, durch die Wirkung des Mondes um 0,5595 Meter länger werden als die kleinen Halbaxen desselben.

Sonne und Mond können sich in den verschiedensten Stellungen gegen einander befinden; demnach wird auch ihre vereinigte Wirkung einem ausserordentlichen Wechsel unterworfen sein. Steht der Mond um 90° von der Sonne ab, wie zur Zeit der Quadraturen, so suchen sich die fluthbildenden Kräfte von Sonne und Mond zu neutralisiren; die Höhe der Fluth wird daher ansehnlich vermindert. Man bezeichnet dieselbe als Taubefluth (Nippfluth). Stehen jedoch beide Gestirne mit der Erde auf derselben geraden Linie, wie zur Zeit der Conjunction (Neumond) und der Opposition (Vollmond), so erreicht die Summe der Wirkungen von Sonne und Mond den höchsten Werth, weil sich beide gegenseitig unterstützen. Eine solche Fluth in den Syzygien nennt man Springfluth. Somit vollzieht sich der Wechsel von der höchsten zur niedrigsten und wieder zurück zur höchsten Fluth innerhalb eines halben synodischen Monats (s. Bd. I, S. 99) und führt daher den Namen halbmonatliche Ungleichheit. Setzen wir für die fluthheber den Mond- und Sonnenkräfte die Werthe 9 und 4, so würden beide vereint in den Quadraturen einen Werth von $9 - 4 = 5$, zur Zeit der Syzygien hingegen einen solchen von $9 + 4 = 13$ repräsentiren. Folglich verhalten sich die Höhen der Taubenfluthen zu denen der Springfluthen wie 5 : 13. Die grossen Halbaxen des Erdsphäroids werden zur Zeit der Quadraturen um $0{,}5595 - 0{,}2475 = 0{,}3120$ Meter, zur Zeit der Syzygien aber um $0{,}5595 + 0{,}2475 = 0{,}8070$ Meter länger sein als die kleinen Halbaxen desselben. Uebrigens ist

zu bemerken, dass die niedrigsten und höchsten Fluthen in Wirklichkeit nicht genau an demselben Tage eintreten wie die erwähnten Mondphasen, sondern erst gegen zwei Tage darauf.

Würden Sonne und Mond, wie wir bisher angenommen haben, zu jeder Zeit der Erde gleich nahe sein und ihre Mittelpunkte stets in der Ebene des Aequators liegen, so würden die Fluthen ausser der halbmonatlichen Ungleichheit keinerlei Variationen zeigen. Berücksichtigt man hingegen die unendliche Manigfaltigkeit der Stellungen von Sonne, Erde und Mond, so ergiebt sich für die Gezeiten in der Theorie eine unübersehbare Vielheit. Der Kreis der möglichen Veränderungen wird in Bezug auf den Mond zwar schon in 19 Jahren, in Hinsicht auf die Sonne aber erst in 21 000 Jahren durchlaufen. Wir müssen uns hierbei auf wenige Andeutungen beschränken.

Die Sonne ist der Erde im Wintersolstitium näher als während des Sommersolstitiums; ebenso wechselt der Mond, da er eine elliptische Bahn um die Erde beschreibt, ununterbrochen seinen Abstand von derselben. Das flüthbildende Bestreben von Sonne und Mond wird sich daher periodisch steigern und vermindern. Da sich nun die Wellengrösse ändert wie die dritten Potenzen der Entfernungen, so schwankt die Fluthgrösse der Sonnenwelle, welche bei mittlerer Entfernung der Sonne 0,2475 Meter beträgt, im Laufe des Jahres zwischen 0,235 und 0,260 Meter. Noch grössere Unterschiede bietet die Mondwelle dar, da die Differenzen der Mondentfernung ansehnlicher sind. Nach H. Lentz sind die Grenzwerthe der Mondwelle, für welche wir oben das Mittel 0,5595 Meter gefunden haben, 0,460 und 0,683 Meter [1]). Hieraus ergiebt sich, dass die Springfluthen bis zu einer Höhe von $0{,}683 + 0{,}260 = 0{,}943$ Meter anschwellen, die Taubenfluthen aber bis zu einer Höhe von $0{,}460 - 0{,}260 = 0{,}200$ Meter herabsinken können. Sonach würden sich die höchsten Springfluthen zu den niedrigsten Taubenfluthen etwa wie 4 : 19 verhalten.

Endlich übt auch die Declination von Sonne und Mond einen nicht unwesentlichen Einfluss auf die Entwicklung von Fluth und Ebbe aus. Sonne und Mond umkreisen nämlich unseren Planeten auf Ebenen, welche mit der Ebene des Aequators einen beträchtlichen Winkel bilden; gegen diese ist die scheinbare Sonnenbahn um etwa $23\frac{1}{2}^0$, die Mondbahn um c. 28^0 geneigt. Die genannten beiden Gestirne entfernen sich daher niemals über die bezeichneten Grenzen hinaus vom Aequator, weshalb auch innerhalb des tropischen Gürtels die Wasser stets am kräftigsten gehoben werden. Weiter nach den Polen hin erweisen sich Fluth und Ebbe immer schwächlicher und er-

[1]) Hugo Lentz, Fluth und Ebbe. Hamburg 1879. S. 24.

sterben schliesslich nahezu gänzlich in den polaren Gebieten. Indem Sonne und Mond bald nach Nord, bald nach Süd hin den Aequator bedeutend überschreiten, entfaltet sich auch die Fluth abwechselnd auf der nördlichen und auf der südlichen Hemisphäre in besonderer Stärke. Steht die Sonne senkrecht über dem Aequator, wie zur Zeit der Aequinoctien, so erlangt die Sonnenwelle auf dem Aequator ihren grössten Werth. In dem Masse, in welchem sie nach Norden vorrückt, zieht sie auch eine entsprechende Wasserschicht vom Aequator nach sich, wodurch natürlich ein Sinken des mittleren Wasserstandes am Aequator veranlasst wird und zwar auf Kosten jener Wasseranhäufung, welche mittlerweile auf der nördlichen Hemisphäre erfolgt. Dieser Process währt bis zum Sommersolstitium; zu dieser Zeit ist der Wasserstand am Aequator am niedrigsten, bis er zur Zeit des Herbstaequinoctiums abermals ein Maximum erreicht. Hierauf wiederholt sich derselbe Vorgang auf der südlichen Hemisphäre. Demnach sind zur Zeit der Aequinoctien die Springfluthen auf dem Aequator die grössten des ganzen Jahres; die folgenden oder vorangehenden Taubentiden hingegen müssen dort die kleinsten des ganzen Jahres sein. In den Solstitien hingegen ist hier von alledem das Gegentheil der Fall: die Springtiden sind unbedeutender, die Taubentiden jedoch mächtiger als je im ganzen Jahre.

Die Verschiebungen des Wasserstandes, welche der Mond hervorruft, sind an keine halbjährliche, sondern an eine halbmonatliche (14tägige) Periode gebunden; auch sind sie, seiner grösseren fluthbildenden Kraft entsprechend, hinsichtlich der bewegten Wassermassen viel bedeutender.

Endlich sind die Wirkungen der Declination von Sonne und Mond in gewissen täglichen Ungleichheiten zu erkennen, welche sowohl die Höhe, als auch die Eintrittszeit von Hoch- und Niedrigwasser betreffen[1]). Die manigfachen Modalitäten, welche hierbei möglich sind, hat Hugo Lentz in seinem schon mehrfach erwähnten, vorzüglichen Werke „Fluth und Ebbe“, S. 24 ff., in ausführlicher Weise erörtert.

Ehe wir uns von diesen mehr theoretischen Auseinandersetzungen zur Betrachtung der Fluth und Ebbe wenden, wie sie sich thatsächlich in den Meeren unseres Planeten entwickeln, dürfte es zweckmässig sein, einige Worte über die Art der Wasserbewegung vorauszuschicken, durch welche die Entstehung und Fortpflanzung der Wellen verursacht wird. Man pflegt diese Bewegung gewöhnlich als eine oscillatorische oder schwingende zu bezeichnen, weil die Wasser, pendelartig, ab-

[1]) Wir verstehen unter Hochwasser die Fluth im Augenblicke des höchsten, unter Niedrigwasser die Ebbe im Augenblicke des niedrigsten Wasserstandes.

wechselnd nach der einen und nach der anderen Richtung hin sich ergiessen. An diesen Bewegungen betheiligen sich nicht allein die den Wellenberg bildenden Wasser, sondern auch die unter ihm liegenden und zwar je nach den Verhältnissen bis zu einer geringeren oder grösseren Tiefe hinab. Ferner ist die Bewegung des Wassers keineswegs in allen Theilen der Welle eine gleichmässige; vielmehr ist sie in dem einen Theile nach der einen Seite, in dem anderen Theile nach der entgegengesetzten gerichtet. Offenbar fliesst hierbei ein Theil des Wassers bergan; denn es wäre sonst nicht zu erklären, wie das Thal der Welle unter das Niveau der Ebene herabsinken könnte, welche vor der Erregung der Fluth der Meeresspiegel darstellt, und ebenso räthselhaft müsste es erscheinen, dass sich der Gipfel der Welle über dieses Niveau erhebt. Wenn man übrigens von einer „Strömung“ der Fluthwelle spricht, so geschieht dies insofern mit einem gewissen Rechte, als die Richtung der Wasserbewegung sechs Stunden lang völlig dieselbe ist. Wir beobachten also thatsächlich eine Strömung, von der wir uns freilich immer vergegenwärtigen müssen, dass sie rhythmisch wechselt.

Die Strömungen der Fluthwelle gestalten sich, um dieselben wenigstens durch ein Beispiel zu erläutern, in der Elbe bei Cuxhaven nach Hugo Lentz[1]) in folgender Weise:

Zur Zeit des Niedrigwassers, also in dem Augenblicke, in welchem das Wasser anfängt zu steigen, geht noch ein starker Strom (mit 1,20 Meter Geschwindigkeit per Secunde) der See zu und kommt erst etwa $1^1/_2$ Stunden darauf zum Stillstande, nachdem das Wasser bereits nahezu einen Meter gestiegen ist und die gegen die Strömung gerichtete Neigung des Wasserspiegels etwa 1 : 42 000 erreicht hat. Nun wechselt die Strömung; sie kentert, und der Fluthstrom setzt ein, welcher, allmählich an Stärke wachsend, seine grösste Schnelligkeit mit 1,15 Meter in der Secunde anderthalb Stunden vor Hochwasser erlangt. Dann wird er schwächer, hält aber auch nach Hochwasser noch an, und erst nachdem das Wasser 0,45 Meter gefallen ist, tritt Stauwasser ein. Der Ebbestrom beginnt wieder, gewinnt fortwährend an Stärke und läuft sechs Stunden nach Hochwasser am schnellsten, nämlich 1,86 Meter in der Secunde. Einundfünfzig Minuten später tritt Niedrigwasser ein, und derselbe Kreislauf, wenn auch in den einzelnen Fällen manigfach wechselnd, wiederholt sich auf's Neue.

So reguliren sich die Strömungen und das Steigen und Fallen des Wassers stets gegenseitig. Uebrigens wird der mittlere Wasserstand an irgend welchem Gestade kaum jemals durch die Fluthwelle dauernd

[1]) l. c. S. 36.

verändert. Da vielmehr jede Welle das zu ihrer Bildung erforderliche Wasser aus dem zunächst liegenden Wasservorrath empfängt und dieser nach dem Verschwinden der Welle genau derselbe ist wie vorher, so würde die mittlere Höhe des Wasserstandes ohne die schwellenden Fluthwellen derselbe sein wie unter dem Einflusse der Wellenerregung.

Wäre die ganze Erdoberfläche mit Wasser bedeckt und hätten ferner die Wassertheile bei ihrer Bewegung keinerlei Widerstand zu überwinden, so würde das Fluthphänomen einen höchst einfachen und exacten Verlauf nehmen. Genau mit dem Durchgange des Mondes durch den Meridian (wir sehen hierbei von den kleineren Störungen durch die Sonnenfluthwelle ab) müssten alle Punkte auf demselben Fluth haben; der Scheitel der Fluthwelle müsste sich also immer genau unter demjenigen Mittagskreise befinden, über welchem der Mond gerade culminirt. Die von Nord nach Süd lang gestreckte Fluthwelle aber würde gleichmässig von Ost nach West fortschreiten und zwar am Aequator mit einer stündlichen Geschwindigkeit von $5400 : 24^5/_6 = 217{,}45$ geogr. Meilen.

Thatsächlich erfährt freilich der hier dargestellte ideale Verlauf bedeutende Modificationen. Neben der Trägheit des Wassers, welche den Anziehungskräften des Mondes durchaus nicht momentan Folge leistet, sind es vor allem die unsymmetrische Gestaltung der Continente und die ungleiche Tiefe der Oceane, welche die Entwicklung von Fluth und Ebbe wesentlich verändern. Insbesondere wird die Fluthwelle an den Rändern der Oceane häufig in ihrer Bewegung gehemmt durch die Seichtheit des Meeres, durch das Gitterwerk zahlreicher Inseln und durch enge Golfe, durch welche sie sich hindurchdrängen muss, bevor sie die Ufer der Festlande erreicht. Daraus erklärt sich, dass die Fluthwelle nicht an allen unter demselben Meridian liegenden Hafenorten gleichzeitig eintrifft. Der Unterschied zwischen dem Momente, in welchem das Hochwasser thatsächlich eintritt, und demjenigen Zeitpunkte, in welchem die vereinigte Mond- und Sonnenfluth der Theorie nach die bedeutendste Höhe erlangt, heisst seine Hafenzeit (établissement). Doch ist nicht immer die einer Culmination des Mondes unmittelbar folgende Fluth auch die von dieser hervorgerufene; durch fortgesetzte Untiefen verzögert sich hie und da die Ankunft der Fluthwelle an den festländischen Gestaden um mehrere Tage. Die Kenntniss der Hafenzeiten ist übrigens für den Seefahrer von hoher Bedeutung; sie erspart ihm oft Zeitverluste bei der Ausfahrt aus einem Hafen und bei der Einfahrt in denselben. Die Hafenzeit beträgt beispielsweise:

für	Hamburg	5	St.	6	Min.	für	Brest	3	St.	45	Min.
„	Cuxhaven	1	„	5	„	„	Bayonne	3	„	30	„
„	Helgoland	11	„	—	„	„	Lissabon	4	„	—	„
„	Bremerhafen	1	„	45	„	„	Cadiz	1	„	15	„
„	Amsterdam	3	„	—	„	„	Gibraltar	—	„	—	„
„	Calais	11	„	45	„	„	London	2	„	45	„
„	Cherbourg	7	„	45	„	„	Liverpool	11	„	—	„

Um das Fortschreiten der Fluthwelle in anschaulicher Weise zur Darstellung zu bringen, unternahm es im Jahre 1833 der Engländer W. Whewell, aus den an vielen Küstenpunkten beobachteten Eintrittszeiten des Hochwassers Linien zu construiren, welche die Lage des Scheitels der Fluthwelle von Stunde zu Stunde angeben [1]). Whewell nannte diese Linien cotidal lines, wofür man in Deutschland nach Heinrich Berghaus' Vorgang [2]) bisher den Namen Isorachien gebraucht hat. Bevor wir den Verlauf dieser Linien näher betrachten, machen wir darauf aufmerksam, dass das letztere Wort dem englischen cotidal lines ebenso wenig entspricht wie der Sache, die damit gemeint ist; denn Isorachien (von ἴσος, gleich stark, und ῥαχία, Fluth) bedeutet soviel als Linien gleichstarker Fluth, was jedoch gar nicht in dem Sinne von cotidal lines liegt. An die Stelle von ἴσος ist unbedingt ὁμός zu setzen; statt Isorachien haben wir demnach Homorachien zu sagen. Besser noch würde es sein, in Uebereinstimmung mit dem englischen cotidal eine Adjectivform zu wählen, zu der wir uns den Begriff Linien hinzudenken müssen. Wir bezeichnen darum jene Linien als Homopleroten (von πληροῦν, füllen) und werden uns in dem Nachstehenden stets dieses Ausdruckes bedienen [3]).

Die Wiege der Fluth und Ebbe befindet sich nach Whewell in demjenigen Ocean, welcher vermöge seiner ungeheuren Ausdehnung die Entwicklung einer ansehnlichen Fluthwelle am meisten begünstigt: in der Südsee. Von hier aus wandert sie, dem scheinbaren Laufe des Mondes folgend, von Ost nach West um die ganze Erde. In dem Indischen wie in dem Atlantischen Ocean gehorcht nach Whewell die Fluth jenem Impuls aus der Südsee. Sie gelangt fast gleichzeitig an die Ostküsten von Australien und Neu-Guinea; 13 bis 14 Stunden nachher erreicht sie die Ostseite von Afrika zwischen dem Nadelcap und Cap Guardafui und abermals 7 bis 8 Stunden später die

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXXIII (1833), p. 147 sq.

[2]) Heinrich Berghaus, Physikalischer Atlas. Gotha 1845. Erläuternder Text, S. 23.

[3]) Bezüglich der obigen Controverse über das Wort Isorachien folgen wir einem brieflichen Vorschlage des Herrn Dr. Krümmel in Göttingen.

Küste von Südamerika zwischen dem Feuerlande und dem Aestuar des La Plata. Im Norden dieser weiten oceanischen Fläche der südlichen Halbkugel ist der Fluthwelle ihre freie Bewegung genommen. Gezwungen durch den amerikanischen Continent, welcher ihr den Weg nach Westen versperrt, wendet sie sich gegen Norden und bahnt sich einen Weg durch das atlantische Thal wie ein Giessbach, der eine Bergschlucht durchrauscht. Genau zu derselben Stunde und unter gleichem Winkel trifft sie die unter gleichen Breiten gelegenen Küsten Amerika's und der Alten Welt. Nach Whewell braucht die Fluthwelle zur Zurücklegung des Weges durch das atlantische Thal vom Cap der Guten Hoffnung bis zu den britischen Inseln (eine Strecke von c. 10 000 Kilometern) ungefähr 15 Stunden; von der Entstehung der Welle aber bis zu ihrer Ankunft an der Mündung der Themse würden in Folge ihrer Verzögerung an den britischen Küsten bereits $2^1/_2$ Tage verflossen sein: ein Zeitraum, in welchem sich mittlerweile wieder vier neue Fluthwellen in der Südsee gebildet haben müssten.

Whewell's cotidal lines entsprechen, namentlich so weit dieselben den Gang der Fluthwelle in dem offenen Ocean darstellen, durchaus nicht den thatsächlichen Verhältnissen. Dies hat Whewell selbst bei einem späteren Versuche, die Homopleroten in den Stillen Ocean einzutragen, klar erkannt und unumwunden mit den Worten eingeräumt [1]): „Ich sehe ein, dass alle Versuche, solche Linien quer über einen weiten Ocean mittelst Beobachtungen an seinen Ufern zu ziehen, völlig werthlos sein müssen .... Dieser Schluss wird ferner bestätigt, indem wir finden, dass, wenn wir cotidal lines quer über weite Oceane ziehen, wie z. B. über den Atlantischen, diese nicht mit den Gezeiten übereinstimmen, welche auf Inseln in der Mitte des Oceans beobachtet werden, ohne dass wir den Linien solche Biegungen geben, die sie aller Einfachheit berauben und ihre weitere Bestätigung fordern [2])." Nach seiner späteren, gereifteren Ueberzeugung hielt demnach Whewell die Homopleroten (cotidal lines) auf hoher See für

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXXXVIII (1848), p. 2.

[2]) Whewell's leider so wenig beachtete Worte lauten im Original: „I conceive all attempts to draw such lines across a wide ocean by means of observations on its shores, must be altogether worthless .... This conclusion is further confirmed by our finding that if we do draw cotidal lines across wide oceans, as for instance, the Atlantic, they do not agree with tides observed at islands in the mid-ocean, without ascribing to the lines such flexures as deprive them of all simplicity, and make them require further evidence." Wie oft wurden Whewell's cotidal lines von neuem in Atlanten und Lehrbücher aufgenommen, seitdem ihr Autor selbst das Urtheil über sie gesprochen hat!

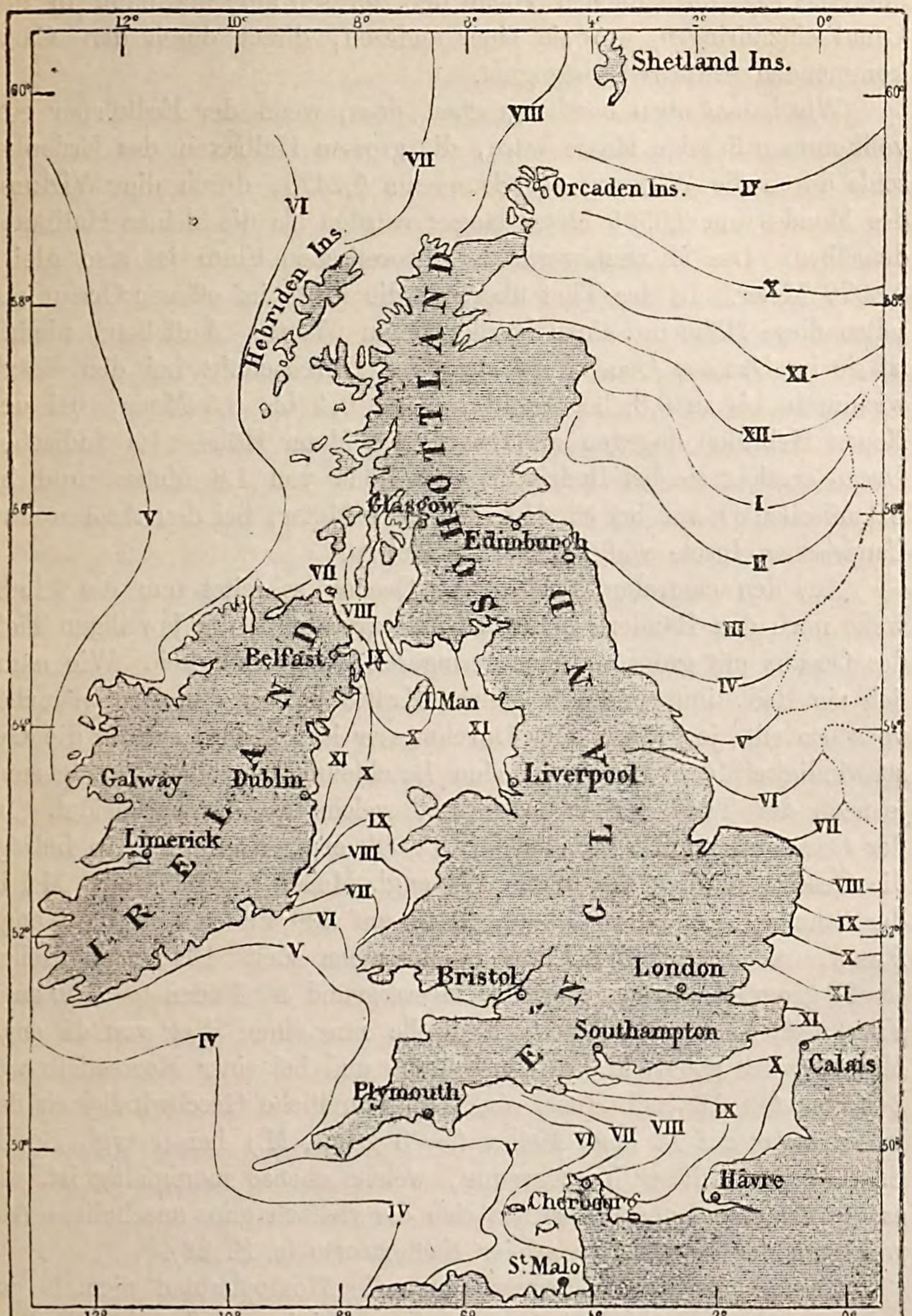
nichts anderes als Phantasiegebilde, und leider ruht bis heute über der Fortpflanzung der Fluthwellen durch die Oceane ein geheimnissvolles Dunkel. Uebrigens sind Whewell's Fluthlinien auch für die Ufergebiete nicht überall zutreffend. Gegen die von Whewell angenommene Bewegung der Fluthwelle lässt sich z. B. die Thatsache anführen, dass an der ganzen Küste vom Cap der Guten Hoffnung bis Congo das Hochwasser gleichzeitig eintritt, dass ferner die Fluthwelle an der gegenüberliegenden Küste von Südamerika zwischen Pernambuco und der Mündung des La Plata von Nord nach Süd fortschreitet, während doch nach Whewell die umgekehrte Richtung erwartet werden müsste. Ebenso deuten noch andere Thatsachen darauf hin, dass die Whewell'sche Anschauung von einer ausschliesslich im südpacifischen Ocean sich bildenden Fluthwelle nicht ganz dem wahren Sachverhalt entspricht, und es scheint sich die neuere Ansicht mehr und mehr Bahn zu brechen, dass die Anziehungskräfte von Mond und Sonne in jedem grossen oceanischen Becken, also nicht allein im Stillen Ocean, sondern auch im Indischen und Atlantischen, eine Fluthwelle hervorrufen, welche sich vom Centrum jedes dieser Meere nach allen Richtungen hin verbreitet[1]). (Vgl. hierzu auch S. 32.)

Waren auch Whewell's Arbeiten nicht von dem erwünschten Erfolge gekrönt, so müssen wir ihnen doch immerhin einen hohen Werth beimessen. Whewell gebührt vor allem das grosse Verdienst, nicht bloss durch theoretische Untersuchungen, sondern auch auf dem Wege der Beobachtung die Erkenntniss der auf das Fluthphänomen sich beziehenden Gesetze gefördert zu haben. Auch hat er zum ersten Male in exacter Weise den Verlauf der Homopleroten an den Küsten Europa's, insbesondere an denen England's, kartographisch dargestellt. Durch Rechnung und unmittelbare Beobachtung ist es möglich geworden, auf der immer bewegten Meeresfläche denjenigen Theil der Schwingungen genau abzusondern, welcher den Erscheinungen der Fluth und Ebbe angehört. Fig. 3 zeigt das von Whewell entworfene Bild der Homopleroten an den englischen Küsten[2]). Demnach gelangt die Fluthwelle 4 Stunden nach dem Meridiandurchgange des Mon-

[1]) Auf der „Polaris" beobachtete man im Jahre 1872 an der grönländischen Westküste bei Thank-God Harbour (81° 38′ n. Br.) eine von Nord nach Süd gehende Fluthwelle und folgerte aus ihrer Richtung, dass sie im Stillen Ocean entstanden sein müsse (Nature, Vol. IX, Nr. 230. 26. March 1874. p. 404). Wir sehen die letzte Schlussfolgerung durchaus nicht als gerechtfertigt an. Die Thatsache, auf welche sie sich stützt, beweist nur den Inselcharakter Grönland's, nicht aber den pacifischen Ursprung der Fluthwelle.

[2]) Aus den Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXXVI (1836), Plate XXVI (zu p. 307).

Fig. 3.



Die cotidal lines an den englischen Küsten nach William Whewell.

des an den Eingang des Canal la Manche und des St.-Georg-Canals; erst 19 Stunden später tritt sie, nachdem sie fast ganz Grossbritannien umkreist hat, im südlichen Theile der Nordsee auf, um dann in den Canal einzudringen, wo sie einer anderen, direct durch den Canal kommenden Fluthwelle begegnet.

Wir haben oben bereits gesehen, dass, wenn der Erdkörper eine vollkommen flüssige Masse wäre, die grossen Halbaxen des Erdsphäroids durch die Wirkung der Sonne um 0,2475, durch die Wirkung des Mondes um 0,5595 Meter länger würden als die kleinen Halbaxen desselben. Der Maximalwerth der theoretischen Fluth ist also gleich 0,8070 Meter. In der That übertrifft die Fluth im offenen Ocean nur selten diese Höhe um einen beträchtlichen Werth. Auffallend niedrig ist sie im Grossen Ocean; sie steigt im Durchschnitt bei den Sandwichinseln bis zu 0,8, bei Tahiti nur zu 0,4 bis 0,5 Meter, bei den Neuen Hebriden dagegen zu 1,4 bis 1,8 Meter Höhe. Im Indischen Ocean erreicht sie bei Rodriguez eine Höhe von 1,8 Metern und im Atlantischen Ocean bei St. Helena von 1 Meter, bei den Azoren und Canarischen Inseln von 1,5 bis 2,4 Metern.

Aus den centralen Theilen der Oceane schreitet nun die Fluthwelle nach den Rändern derselben und zwar nach der jeweiligen Tiefe des Oceans mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit. Wie nämlich ein Rad, immer durch gleiche Kräfte bewegt, um so schneller vorwärts eilt, je grösser sein Durchmesser ist, ebenso erfährt die Geschwindigkeit der Fluthwelle eine Beschleunigung oder Verzögerung je nach der Tiefe der Wassermasse, welche sie durchschneidet. Ist der Ocean gegen 2000 Faden (= 12 000 engl. Fuss) tief, so beträgt die Geschwindigkeit der Welle 424 engl. Meilen (= 92 geogr. M.) in der Stunde; vermindert sich die Tiefe auf 200 Faden (= 1200 engl. Fuss), so gelangt die Fluth in derselben Zeit 134 engl. Meilen (= 29 geogr. M.) weit; liegt der Meeresgrund 20 Faden (= 120 engl. Fuss) tief, so durchläuft die Fluthwelle nur einen Weg von 42 engl. Meilen (= 9 geogr. M.) in der Stunde, und bei einer Meerestiefe von 2 Faden (= 12 engl. Fuss) sinkt die stündliche Geschwindigkeit der Welle sogar auf 13 engl. Meilen (= 3 geogr. M.) herab (vgl. Bd. I, S. 414). Aus dieser Verzögerung, welche ebenso manigfaltig ist, wie es die Meerestiefen sind, erklärt sich die vielfach ganz ansehnliche Abweichung der Hafenzeiten zweier Nachbarorte (s. S. 22).

Ferner geht hieraus hervor, dass die Homopleroten niemals gerade, sondern stets manigfach gebogene Linien sind. Allenthalben entwickeln sie convexe Curven über den tieferen Theilen des oceanischen Bettes; dagegen sieht man die Woge in der Nähe seichter Stellen und Klippen, insbesondere aber an den Ufern der festländischen Ge-

stade zurückbleiben. Genau eingetragene Homopleroten verrathen uns also unmittelbar das Relief des Meeresgrundes, indem sie sich in seichtem Meere eng zusammenschaaren, während sie auf tiefer See weit auseinander rücken.

Endlich gestatten sie uns, wenigstens im allgemeinen, einen Schluss auf die Höhe der Fluthwelle in einzelnen Meerestheilen. Die Fluthwelle des Oceans können wir uns gebildet denken durch eine grosse Anzahl von aufeinander folgenden Wogen, die einen beträchtlichen Theil der Oberfläche des Meeres einnehmen. Ueber tiefe Oceane verbreiten sich dieselben mit grosser Geschwindigkeit; aber in dem Masse, in welchem sie sich den seichteren Randmeeren nähern, wird ihre Bewegung gehemmt; es tritt eine Cumulation ein, und so gewinnen sie um so mehr an Höhe, je mehr sie an Schnelligkeit verlieren. Wächst aber die Fluthwelle um so mächtiger an, je mehr die freie Bewegung ihrer Theile beeinträchtigt wird, so ist ein enges Zusammenrücken der Homopleroten ein gutes Merkzeichen für eine stark schwellende Fluth.

Dem entsprechen die beobachteten Thatsachen vollständig. So drängen sich die Homopleroten dicht an einander in dem Golfe von Oman, im Busen von Bengalen, im Südchinesischen Meer, im Golf von Panama, in den Bayen an der Ostküste von Patagonien, in der Fundy-Bay (zwischen Neu-Braunschweig und Neu-Schottland), im Canal la Manche und in der Irischen See, und gerade an den Ufern dieser Meerestheile giebt es weite Ufergebiete, die vom Meere abwechselnd bedeckt und entblösst werden. Im Golf von Martaban (Busen von Bengalen) erhebt sich die Fluth zu 7 Meter Höhe, im Golf von Cambay (Arabisches Meer) bei Surat zu 6,4 und bei Cambay zu 9 bis 11, im Golf von Oman und im Südchinesischen Meer ebenfalls zu 11 Meter Höhe. In dem Hafen von Panama beträgt dieselbe mehr als 7 Meter; an der Südspitze Südamerika's, in den Golfen von San George und Santa-Cruz (letzterer am östlichen Eingang der Magalhãesstrasse) hat Fitzroy sogar Fluthen von 15, 18 und 20 Meter Höhe gemessen. An keinem oceanischen Ufer aber erreicht die Fluth eine grössere Höhe als in der Fundy-Bay, wo die Fluthwelle, eingeengt durch die beiden Halbinseln Neu-Braunschweig und Neu-Schottland, sowohl durch die Uferumrisse wie durch das Relief des Meeresgrundes mehr als irgend wo anders in ihrem Fortschreiten gehemmt wird. Während der Unterschied zwischen Hoch- und Tiefwasser am Eingang kaum 2,7 Meter ausmacht, wächst er gegen den innersten Winkel hin allmählich auf mehr als 21 Meter. Die Fluth verwandelt weite neutrale Striche, welche weder zum Meere noch zum Festlande gehören, in tiefe Golfe; gestrandete Schiffe richten sich bei ihrer Ankunft wieder auf und fahren fort mit vollen Segeln; Städte, welche zur Ebbe-

zeit in's Innere des Landes versetzt werden, befinden sich zur Fluthzeit auf Halbinseln in unmittelbarer Nähe des Meeres. Francis Duncan erzählt uns, dass er im Jahre 1864 eines Nachmittags in Windsor an der Fundy-Bay am Tische vor einem Hôtel sass und beobachtete, wie eben ein beladener Dampfer unmittelbar am Quai anlegte. Am Abend unternahm er an derselben Stelle einen Spaziergang und sah das Schiff auf einem Felsen liegen neben einem Abgrund von 20 Meter Tiefe; unten breitete sich eine Sohle gelben Schlammes aus, durch welche der träge Avonfluss so dürftig schlich, dass er kaum den strahlenden Mond spiegeln konnte. Nach Sir John F. W. Herschel[1]) soll die Fluth bei Annapolis an der Fundy-Bay bisweilen eine Höhe von $36^1/_2$ Metern erreichen.

Dringt die Fluth in das Aestuar eines Stromes ein, so erleidet sie stets eine bedeutende Hemmung und zwar nicht nur wegen der geringen Tiefe des Wassers und der Verengung des Strombettes, sondern auch durch das allmähliche Ansteigen desselben und durch die Gegenströmung des Flusswassers. Dabei bewegt sich das specifisch schwerere Meerwasser auf dem Grunde hin, während das leichtere Flusswasser oben zwar abfliesst, aber wie durch einen untergeschobenen Keil eine Hebung erfährt. Vielfach wird diese Anschwellung durch eine Kreuzung verschiedener Strömungen geschwächt oder ausgeglichen; bisweilen aber vereinigen sich alle Bedingungen, ihr eine ansehnliche Entwicklung zu geben, und dann schreitet die Fluth wie eine quer über den ganzen Strom gehende Mauer aufwärts. In der Elbe zieht sie 20 geogr. Meilen, in der Weser 9 geogr. Meilen weit hinauf; sie wird von den Uferbewohnern das Rastern genannt. Die Fluthwelle der Seine und mancher anderen französischen Flüsse heisst Barre, die der Gironde Mascaret oder Wasserratte (Raz de marée). Auch in der Themse und Severn fehlt diese Fluthwelle nicht. In Hindostan, wo sie im Ganges bis Hugli aufwärts gelangt, bezeichnet man sie als Bore; sie ist wegen ihrer Grösse und Gewalt gefürchtet. Besonders mächtig ist die Bore des chinesischen Flusses Tsien-tang (nach Dryden's Ausdruck Iger, the eager); sie rollt als ein Wasserwall von 10 Meter Höhe mit einer Geschwindigkeit von 25 engl. Meilen (= 5,4 geogr. Meilen) in der Stunde, also etwa so schnell wie ein Eisenbahnzug, nach Hang-tscheu hinauf, alles vor sich her fegend. Auch der Amazonas hat seine Boren (von den Indianern Pororoca genannt). Zur Zeit der Tag- und Nacht-

[1]) Outlines of Astronomy. New edition. London 1875. § 756, p. 531. Nach einer neueren Angabe von J. D. Everett, welcher mehrere Jahre in der Nähe der Fundy-Bay wohnte, erreicht die Fluthwelle hier in der Chepody-Bay das Maximum ihrer Entwicklung, nämlich eine Höhe von 70 engl. Fuss (= $21^1/_3$ Meter). Nature, Vol. XIX, Nr. 490. 20. March 1879, p. 458.

gleichen, wenn die äquatorialen Fluthwellen sich am mächtigsten entfalten, kann man während drei aufeinander folgender Tage Boren mit 4 bis 5 Meter Höhe den Amazonas hinaufwandern sehen; bisweilen sind von seiner Mündung an bis 200 engl. Meilen (= 43,4 geogr. Meilen) aufwärts gleichzeitig gegen 5 Boren im Fortschreiten begriffen [1]). Bates beobachtete sie sogar noch auf dem Cuparí, einem Nebenfluss des Tapajos, an einer Stelle, welche von der Amazonasmündung 540 engl. Meilen (= 116 deutsche Meilen) entfernt ist, d. h. ebensoweit wie Hamburg von Genf.

In einzelnen Fällen mögen die ungeheuren Fluthwellen an den Küsten nicht allein durch die Stauung der Welle in seichtem Meere, sondern auch durch Zusammenstoss zweier von verschiedenen Richtungen her kommenden Fluthwellen entstehen: wir hätten es hier also mit Interferenzerscheinungen zu thun, ähnlich denen, welche wir in der Optik und Akustik kennen lernen. An den englischen und französischen Küsten lassen sich mehrere hierher gehörige Küstengebiete nachweisen. So hat Beechey durch seine gründlichen Untersuchungen [2]) gezeigt, dass die grossen Niveauunterschiede von Fluth und Ebbe an der Mündung der Severn und in den Bayen von Cancale und St. Malo nicht allein durch die geringen Seetiefen, sondern auch durch das gleichzeitige Zusammentreffen zweier Fluthwellen herbeigeführt werden. Die Welle, welche in den St.-Georgs-Canal eindringt, begegnet in der Breite des Golfes von Bristol einer anderen, 12 Stunden älteren Welle, welche von Nord her das Irische Meer bereits durchschritten hat. Sie vereinigen sich und nehmen nun eine aus ihrer beiderseitigen Bewegung hervorgehende Mittelrichtung gegen die Severnmündung an; sie ergiessen sich also mit erhöhter Macht in den Bristol-Canal. Ebenso trifft die Welle, welche in den Canal la Manche eintritt, in der Gegend von Jersey eine um 24 Stunden ältere Welle, welche bereits den Weg um ganz England zurückgelegt hat; diese beiden Wasseranschwellungen prallen nun, eine einzige Welle bildend, mit um so grösserer Kraft an die Felsküsten der Bretagne (vgl. Bd. I, S. 434 f.).

Das entgegengesetzte Verhalten des Meeres beobachtet man da, wo Fluth und Ebbe, von verschiedenen Richtungen kommend, gleichzeitig zur Geltung gelangen sollten. Natürlich gelingt dies weder der Fluth, noch der Ebbe; es erfolgt vielmehr ein Ausgleich zwischen bei-

[1]) Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. 5th edition. Edinburgh 1875. § 75, p. 68. Vgl. v. Spix und v. Martius, Reise in Brasilien. München 1823. Bd. III, S. 957.

[2]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXXXVIII (1848), p. 112 sq.

den, welcher in dem Verharren des Meeresspiegels in demselben Niveau seinen Ausdruck findet. Ein vorzügliches Beispiel hierfür gewährt die Westseite der Irischen See, wo bei der Stadt Courtown (südlich von Arklow) keine Spur der Fluthwelle zu bemerken ist, da das Wasser stets fast genau dieselbe Höhe bewahrt. Es ist dies um so auffallender, als an der gegenüber liegenden englischen Küste die Fluth mehr als 5 Meter hoch steigt und als die Fluth- und Ebbeströmung an der Küste abwechselnd eine Geschwindigkeit von mehr als 7 Kilometern in der Stunde erreichen. In der Nordsee treffen sich Hoch- und Tiefwasser unweit des Pas de Calais an einem Punkte zwischen der holländischen und englischen Küste, der je nach den herrschenden Winden seine Lage ein wenig zu verändern scheint. Hier erhebt sich die Fluth nur zu 61 Centimeter Höhe. Aehnliche Vorgänge vollziehen sich in dem Aestuar des La Plata, obwohl man wegen seiner Seichtheit und seiner der Fundy-Bay ausserordentlich ähnlichen Gestalt von vornherein gerade das Gegentheil erwarten könnte. Diese Anomalie erklärt sich dadurch, dass sich eine Fluthwelle und ein Ebbethal am Eingange der Bucht begegnen. Zwischen der Ankunft der im Süden gegen Brasilien, im Norden gegen Patagonien vordringenden Fluthwellen liegt ein Zeitraum von c. sechs Stunden. In dem Augenblick, wo von Nord her die Ebbe eintreten will, kommt von Süd her die Fluth, und naht dann von Brasilien her die Fluth, so senkt sich im Süden bereits wieder die Wasserfläche. Wir haben es demnach auch hier mit einer Interferenz zu thun, durch welche die Oscillation der Wasser fast gänzlich vernichtet wird [1]).

Die Attraction des Mondes und der Sonne wirkt nicht weniger auf kleinere geschlossene Meere wie auf die offenen Oceane; nur hat die Fluth hier nicht den nöthigen Raum, sich in deutlich wahrnehmbarer Weise zu entwickeln. Sie ist hier stets sehr klein, und man bedarf meist zahlreicher Beobachtungen, um aus der Menge der zufälligen Niveauschwankungen diejenigen regelmässigen Oscillationen zu erkennen, welche wir als Fluth und Ebbe bezeichnen. So glaubte man früher, dass das Mittelmeer der Gezeiten entbehre, und aus der Geschichte bekannt ist der Schrecken der römischen Soldaten, als ihnen am atlantischen Ufer bei Cadiz zum ersten Male die ihnen unheimliche Erscheinung entgegentrat. Indessen fehlt dieselbe auch dem Mittelmeere nicht gänzlich. An den mediterranen Ufern Spanien's überschreitet die Oscillation allerdings kaum 60 Centimeter; bei Livorno beträgt sie nur gegen 30 Centimeter und bei Venedig 60 bis 90 Centimeter; doch sinkt sie am Ostrande des Jonischen Meeres bei Corfu wieder auf 32,

[1]) Élisée Reclus, La Terre. Paris 1869. Tome II, p. 141 sq.

bei Zante sogar auf 15 Centimeter herab[1]). Die höchsten Fluthen des Mittelmeeres finden sich in den beiden Syrten. An der Mündung des Oued-Gabes (im Hintergrunde der Kleinen Syrte) steigt und fällt das Wasser abwechselnd 2 Meter, weiter im Norden in dem Hafen von Sfaks 1,5 bis 2,6 Meter; bei der Insel Dscherba (am Südsaum der Kleinen Syrte) soll die mittlere Fluthhöhe sogar 3 Meter erreichen. Die intensivere Entwicklung der Gezeiten in diesem Theile des Mittelmeeres mag daher rühren, dass hier weder Inseln noch Halbinseln dieselbe hemmen, dieses Becken vielmehr ein gut abgerundeter Meerestheil ist, während sich das Mittelmeer an der europäischen Küste in zahlreiche kleinere Meere verzweigt. Die bekannten Strudel des Mittelländischen Meeres in der Meerenge von Messina (Scylla und Charybdis) und im Golf von Euripos zwischen Euböa und dem Hellas (der chalcidische Strudel) können wir ebenfalls als Zeugen für das Vorhandensein von Fluth und Ebbe im Mittelmeer anführen; denn ihr Charakter wechselt regelmässig mit der Stellung des Mondes. Bei steigender Fluth bewegt sich in der Strasse von Messina die Strömung nordwärts vom Jonischen Meere zum Tyrrhenischen; bei fallender Fluth erlangt die von Norden kommende Strömung das Uebergewicht und wirft die Gegenströmung südwärts zurück. An dem Punkte, wo sich die beiden Strömungen treffen, bilden sich die genannten Wirbel, welche beständig Ort und Form verändern, aber nur dann für die Schiffe gefährlich sind, wenn der Wind mit grosser Heftigkeit der Fluthströmung entgegenweht[2]).

In den übrigen geschlossenen Meeren Europa's sind Fluth und Ebbe noch weniger bemerkbar, und insbesondere gilt dies von der Ostsee. Bei ganz ruhigem Wetter nur ist es möglich, bei Kopenhagen eine Oscillation von einigen Centimetern nachzuweisen. An den meisten Stellen konnte erst durch mehrjährige genaue Beobachtungen ermittelt werden, dass in der That auch die Ostsee ihre Fluth und Ebbe besitzt. Die Fluthgrösse beträgt z. B.

bei Helsingör	6 Centim.	bei Thiessow (Rügen)	7 Centim.
„ Nykjöbing (Falster)	62 „	„ Swinemünde . . .	3 „
„ Travemünde . . .	11 „	„ Colbergermünde .	2 „

[1]) K. E. A. v. Hoff, Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha 1834. Bd. III, S. 256.

[2]) In ähnlicher Weise entstehen die Wasserwirbel im Great-Gulf oder Coirebhreacain zwischen den Inseln Jura und Scarba an der Westküste Schottland's, in der Pentland-Strasse zwischen Schottland und den Orkney-Inseln, sowie am Südende der Lofoten. Letzterer ist unter dem Namen Moskö-Strom oder Mael-Strom bekannt.

bei Rügenwaldermünde	2 Centim.	bei Pillau	2 Centim.
„ Neufahrwasser . .	2 „	„ Memel	1 „ [1]).

Das kleinste Seebecken, in welchem man mit Genauigkeit ein rhythmisches Schwanken des Spiegels erkannt hat, ist der Michigan-See. Mit grosser Sorgfalt wurde Jahre lang zu Milwaukee und Chicago mit registrirenden Fluthmessern beobachtet, weshalb die gefundenen Resultate als vertrauenswerth angesehen werden dürfen. Es ergab sich hierbei

für Milwaukee	die Springfluthgrösse	2,65	Centimeter.
	die Taubefluthgrösse	1,04	„
für Chicago	die Springfluthgrösse	7,32	„
	die Taubefluthgrösse	3,66	„

Die Thatsache, dass selbst kleinere Seebecken eine Fluthwelle hervorbringen, ist für uns von hoher Bedeutung; denn damit hat die Whewell'sche Annahme, wornach der Indische und Atlantische Ocean zu klein sein sollten zur Erzeugung selbstständiger Fluthwellen, ihre gründlichste Widerlegung erfahren.

[1]) Hugo Lentz, Fluth und Ebbe. Hamburg 1879. S. 95 f.

III. Die Temperatur des Meeres [1]).

A. Die Temperaturen an der Meeresoberfläche.

Um die örtliche Oberflächentemperatur des Meeres zu ermitteln, schöpft man in einem Eimer ein genügendes Mass Seewasser von der Oberfläche, stellt den Eimer in den Schatten, taucht schnell ein gewöhnliches Thermometer in das geschöpfte Wasser und liest nach einigen Minuten, d. h. wenn das Thermometer die Temperatur des Wassers angenommen hat, den Stand der Quecksilbersäule ab. Wird eine solche Messung auf Dampfschiffen ausgeführt, so ist darauf zu achten, dass das Wasser nicht hinter der Maschine geschöpft wird, weil durch die Bewegung des Rades oder der Schraube oft Wassertheile an die Oberfläche kommen, welche relativ warm oder kalt sind.

Die Temperatur der Meeresoberfläche erleidet innerhalb eines Tages nur äusserst geringe Schwankungen; sie ist gegen Morgen am niedrigsten und in den ersten Nachmittagsstunden am höchsten. Im offenen Ocean beträgt die tägliche Amplitude nur wenige Zehntel eines Grades; bei Windstille vergrössert sie sich, erreicht aber nach A. v. Humboldt [2]) auch in diesem Falle noch nicht 1 ° C. Nur in der Nähe der Küste, insbesondere an seichten Stellen, erlangt sie bisweilen eine Höhe von mehr als 2 ° C.

Viel deutlicher ist die jährliche Periode zu erkennen, und zwar fällt das Maximum der Temperatur in nördlichen Breiten in die Monate August und September, das Minimum in die Monate Februar und März. In südlichen Breiten finden sich natürlich die entgegengesetzten Verhältnisse. Innerhalb der Wendekreise ist die Amplitude am kleinsten und wächst polwärts (im Atlantischen Ocean bis 5 ° C.); ebenso er-

[1]) Die Abschnitte über die Temperatur und Strömungen des Meeres sind eine völlig selbstständige Arbeit des Herausgebers, gegründet auf die neuesten Ergebnisse der oceanographischen Forschung.

[2]) Voyage de Humboldt et de Bonpland. Relation historique. Paris 1814. Tome I, p. 236.

weitert sie sich, je mehr man sich den Küsten nähert. In seichten, eingeschlossenen Meerestheilen, wie z. B. im Skager Rak, steigt sie sogar bis über 15 ° C. [1]).

Sowohl die tägliche als auch die jährliche Amplitude der Temperaturen an der Meeresoberfläche bleibt nach alledem weit hinter derjenigen der Luft zurück. Während sich diese leicht erwärmt, aber auch rasch die empfangene Wärme wieder verliert, nimmt das Wasser dieselbe langsam an, bewahrt sie aber auch um so länger. Hieraus erklärt sich, dass die oceanische Hülle viel geringere Temperaturschwankungen zeigt als die atmosphärische und dass ferner die höchsten und niedrigsten Temperaturen der ersteren im Vergleich zu denen der letzteren sich verzögern, d. h. später eintreten. An seichten Stellen wirkt der Meeresboden in ähnlicher Weise auf die Entwicklung der Temperaturen ein wie der Erdboden auf die Luft; er verschärft also die Temperaturgegensätze. In gleichem Sinne wird in der Nähe der Küste die Temperatur des Meerwassers durch die abwechselnd relativ hohen und niedrigen Landtemperaturen beeinflusst.

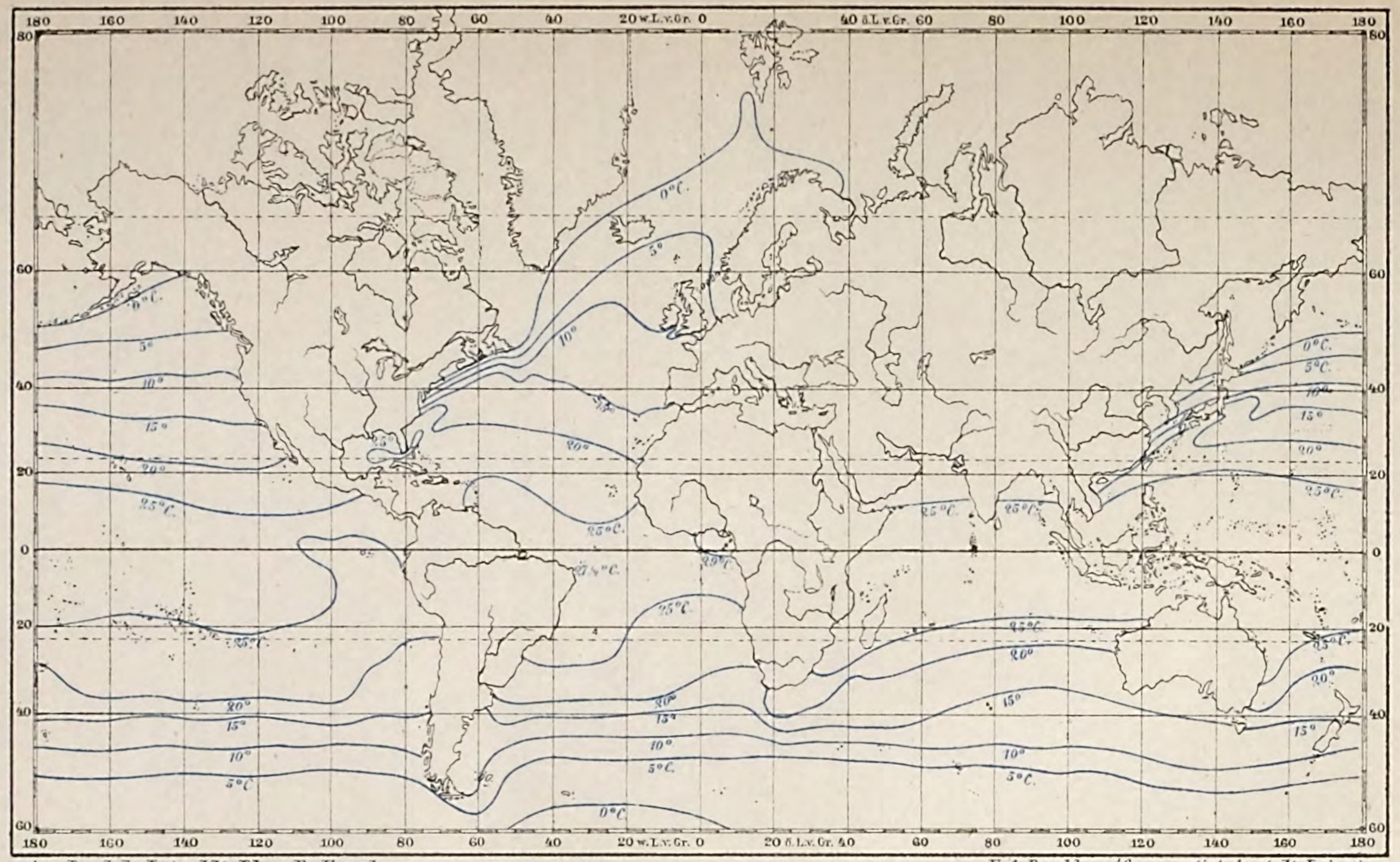
Wie die Luftwärme, so ist auch die Meereswärme ungleichmässig und unregelmässig über die Oceane vertheilt. Dies ergiebt sich beim ersten Blick auf die beiden Karten (Fig. 4 und 5), in welche wir die Isothermen der Meeresoberfläche für die Monate März und September eingetragen haben. Diese beiden Monate wurden deshalb gewählt, weil die Sonne in denselben ihren Weg über die südliche, resp. nördliche Hemisphäre vollendet hat; im März ist daher die südliche, im September die nördliche Hemisphäre im Besitz der reichsten Wärmeschätze. Ausserdem bezeichnen sie auch insofern Extreme, als unter äquatorialen Breiten der März die höchsten, der September die geringsten Wärmemengen aufweist. Uebrigens beanspruchen nur die Isothermen des Atlantischen Oceans einen grösseren Grad von Genauigkeit [2]); für die übrigen Weltmeere ist das Material zur Zeit noch zu lückenhaft, als dass unserem Bilde ein grösserer Werth als der eines ersten Versuches beigemessen werden könnte. Wir werden uns deshalb auch nur mit dem Atlantischen Ocean hier eingehender beschäftigen.

Ein Blick auf die Märzkarte (Fig. 4) lehrt uns Folgendes: Die höchsten Temperaturen finden sich im Busen von Guinea; in dem innersten Winkel desselben, zwischen dem Reiche Dahomeh und Cap Lopez, überschreitet die Meereswärme sogar 29 ° C., während an der Westseite des atlantischen Beckens (bei Cap San Roque) das Maximum

[1]) H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 57.

[2]) Einen auf die besten neueren Arbeiten gegründeten Entwurf einer Isothermenkarte des Atlantischen Oceans finden wir auf Tafel II zu Otto Krümmel's „Aequatorialen Meeresströmungen“ (Leipzig 1877).

Temperaturen der Meeresoberfläche im März.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 4.

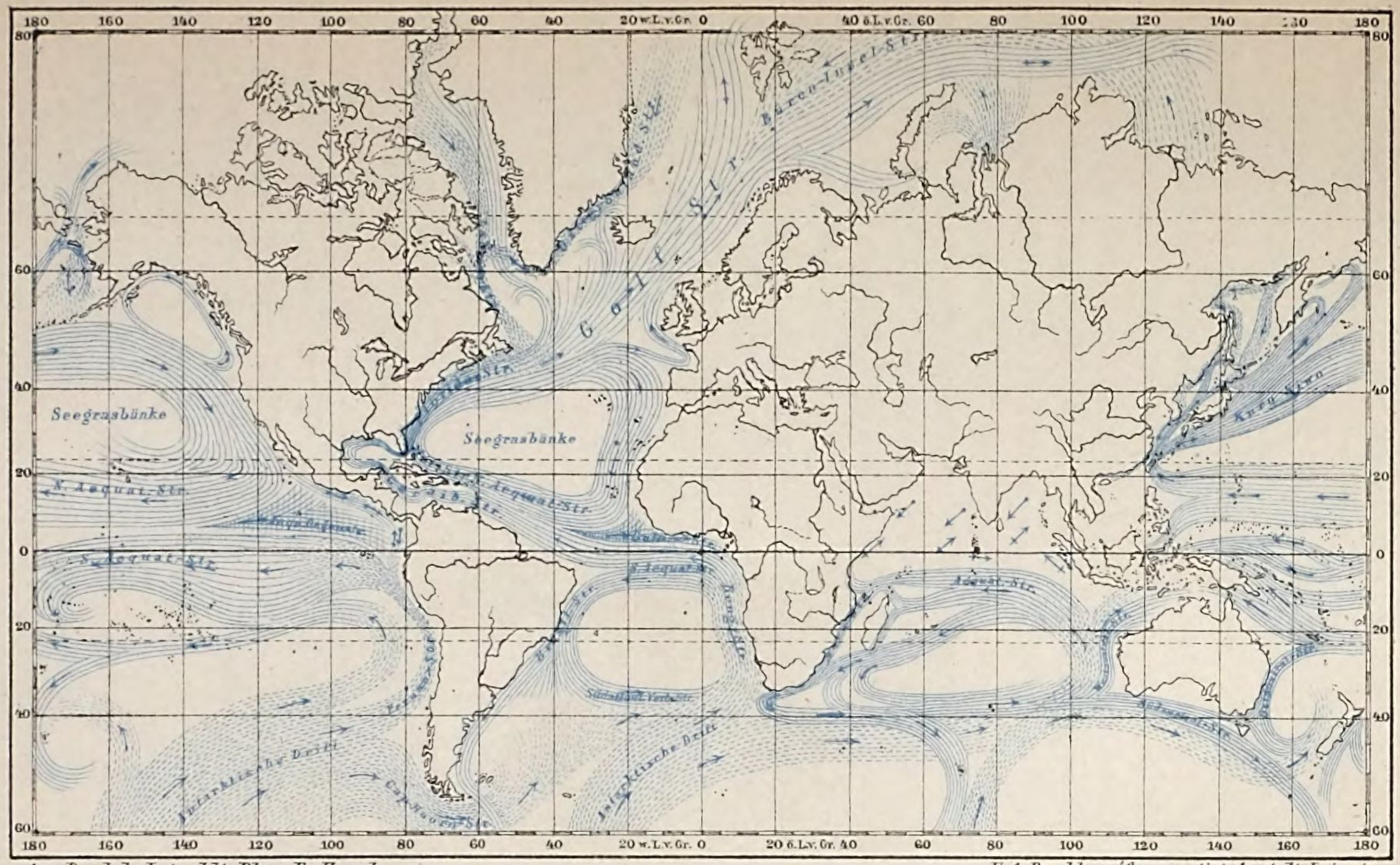
nur 27,5 ° C. beträgt. Die beiden Isothermen von 25 ° C. nehmen etwa diesen Verlauf: Die nördlich vom Aequator gelegene beginnt im Westen bei der Insel Margarita (westlich von Trinidad), steigt nordöstlich von Barbadoes bis zum 19. ° n. Br. empor, um sich (unter 30° w. L. v. Gr.) dem Aequator wieder bis auf 7 ° zu nähern, und endet an der Küste von Senegambien unter 12 ° n. Br. Die Isotherme von 25 ° C. südlich des Aequators entfernt sich naturgemäss im März viel weiter vom Aequator als ihre nördliche Schwester. In der westlichen Hälfte des Oceans fällt sie etwa mit dem 28. ° s. Br. zusammen, erhebt sich aber in der Mitte desselben ziemlich rasch zu 12 ° s. Br. und erreicht nördlich von Cap Negro unter 15 ° s. Br. die afrikanische Westküste. Demnach ist der Raum zwischen den beiden Isothermen von 25 ° C. auf der amerikanischen Seite fast doppelt so gross als auf der afrikanischen. Merkwürdig ist es, dass sich ausserdem — gewissermassen inselartig in kühleres Meerwasser eingeschaltet — ein kleines Gebiet von mehr als 25 ° Wärme von der Mitte des Busens von Mexico durch die Floridastrasse bis zum 32. ° nach Nordosten erstreckt; wir erkennen in diesem Gebiet den Schauplatz des Golfstromes. Ueberhaupt treten uns hier wie in allen grossen oceanischen Räumen an den Westrändern die Wirkungen der polwärts ziehenden warmen, an den Osträndern aber der von den Polen kommenden kalten Strömungen deutlich entgegen. Weiter nach Norden reihen sich alle Isothermen zwischen 24 und 0 ° C. längs der amerikanischen Küste eng an einander, so dass wir schon in der Gegend von Boston der Isotherme von 0 ° C. begegnen. Hier vermindern sich also die Meerestemperaturen ausserordentlich rasch nach Norden hin. Ferner ist es bemerkenswerth, dass die Isothermen von 24 bis 15 ° C. sämmtlich im Gebiete des Golfstromes zungenartig nach Norden ausbiegen, um sich dann in grösseren Abständen von einander nach Ostsüdosten zur afrikanischen Westküste herabzusenken. Die Isothermen von 16 bis 0 ° C. drängen sich etwa 50 geogr. Meilen südlich von Neu-Fundland auf einem ganz schmalen Gürtel zusammen und breiten sich dann fächerartig von hier nach Ost, Nordost und Nord aus. Während die Isotherme von 16 ° C. in ostsüdöstlicher Richtung dem Cap S. Vincente (Portugal) zueilt, schwingen sich die übrigen, gegen Norden mächtige convexe Scheitel darstellend, nach den nordeuropäischen Küsten; die Isotherme von 0 ° C. steigt, zuerst nördlich und dann nordöstlich gewendet, bis zur Nordspitze Island's, ja bis zu dem Südende Spitzbergen's empor, um erst bei der Halbinsel Kola die Gestade des europäischen Continentes zu treffen. Diesem höchst eigenthümlichen Isothermenverlauf verdanken die norwegischen Küsten ihre Eislosigkeit (selbst in den kältesten Monaten), wie überhaupt ihre beispiellos milden Winter.

Viel einförmiger gestaltet sind die Isothermen des südatlantischen Beckens. Im allgemeinen ist die amerikanische Ostküste vor der afrikanischen Westküste begünstigt, da die Isothermen an der letzteren ohne Ausnahme nach Norden, also nach dem Aequator zu, sich heben. In der Nähe des 40. Breitengrades findet fast quer über den ganzen Ocean hinweg eine rasche Temperaturabnahme von 20 zu 14° C. statt. Die Isotherme von 0° C. nähert sich unter 20° w. L. v. Gr. ziemlich beträchtlich dem Parallel des Cap Hoorn. Uebrigens zeigen alle Isothermen zwischen dem 40. und 60.° s. Br. unmittelbar an der amerikanischen Küste stark nach Süd ausspringende Scheitel.

Ein vielfach verändertes Bild gewähren die Isothermen der Meeresoberfläche für den Monat September. Die höchsten Temperaturen, nämlich 30° C., haben der Golf von Mexico, die Florida-Strasse und ein von hier aus zungenförmig nach Nordost bis zum 33.° n. Br. sich erstreckendes Gebiet, welches genau dem südlichen Theile des Floridastromes entspricht. Das ganze Caraibische Meer, sowie ein ansehnliches Gebiet nördlich und östlich desselben besitzen Temperaturen von mehr als 28° C. Die Isothermen von 27 bis 24° C. beginnen sämmtlich auf dem schmalen Raume zwischen Cap Hatteras und der Chesapeake-Bay und schwingen sich, einer Doppelguirlande gleich, gegen Südost nach der Westküste von Afrika, wo sie in geringer Entfernung von einander zwischen Cap Verde und Cap Blanco, also zwischen 15 und 21° n. Br., enden. Die Isothermen von 25 bis 10° C. rücken an der amerikanischen Küste und insbesondere südöstlich von Neu-Fundland dicht an einander; die südlichsten von ihnen (23—20° C.) erheben sich in der Mitte des Oceans zu 44, resp. 47° n. Br. und nehmen hierauf in ostsüdöstlicher Richtung ihren Weg nach den Westküsten der iberischen Halbinsel. Die übrigen Isothermen (von 19 bis 4° C.) erleiden durch den Stoss der Labradorströmung an der Bank von Neu-Fundland eine zungenartige Ausbiegung gegen Süden; sie erscheinen dort förmlich zu einem Bündel vereinigt, worauf sie sich strahlenartig über den ganzen Norden des Atlantischen Oceans ausbreiten. Die Isotherme von 10° C. steigt bis Island und hierauf bis an die Nordspitze Europa's empor; die von 5° C. durchschneidet in der Richtung von Süd nach Nord die Davis-Strasse und gelangt erst südlich der Disco-Insel an die Westküste Grönland's, während sie in dem östlichen Haupttheile des Oceans sich bis auf wenige Meilen der Inselgruppe Spitzbergen nähert. Bemerkenswerth ist, dass in der Davis-Strasse ebenso wie in dem nördlichen Haupttheile des Oceans die östliche Hälfte stets mit wärmerem Wasser erfüllt ist als die westliche Hälfte. Auch erkennt man deutlich, dass ein Strom wärmeren Wassers an der Westküste Spitzbergen's vorüberführt und ein anderer an dem Nordsaume Europa's nach No-

Die Strömungen des Meeres.

Warme Strömungen. Kalte Strömungen. ⟶ Stromrichtung während der nördl. Decl. der Sonne. ⟶ Stromrichtung während der südl. Decl. der Sonne.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde.

F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.

Fig. 6.

waja-Semlja zieht, während sich zwischen beide (an der Ostseite Spitzbergen's) ein Arm kälteren Wassers keilartig einschiebt.

Für das südatlantische Becken hat sich das Isothermenbild wenig geändert; nur ist die Temperatur überall ungefähr um 5 ° C. niedriger als im März.

Im Stillen Ocean herrschen im allgemeinen ähnliche Temperaturverhältnisse wie im Atlantischen Ocean. Die höchsten Temperaturen finden sich in der Nähe des Aequators, und nach Nord und Süd hin erfolgt eine ziemlich gleichmässige Abnahme. Zwar sind die Isothermenabstände an der asiatischen Küste viel kleiner als an der amerikanischen; doch sind hier keine so grossen Ausbuchtungen nach Norden vorhanden wie an der entsprechenden Stelle des nordatlantischen Beckens. Ausserordentlich auffallend sind im südlichen Theile des Stillen Oceans an der Westküste Südamerika's die mächtigen, gegen Nord hin weit vordringenden Curven der Isothermen. Sie zeigen ebenso wie diejenigen an der Westküste Südafrika's relativ niedrige Meerestemperaturen an und sind bekanntlich in diesem Falle eine Wirkung der kalten Peruanischen Strömung.

Im Indischen Ocean erfahren die Isothermen in ihrem allgemeinen Verlaufe von West nach Ost keine wesentlichen Störungen; nur an der West- und Ostseite des Oceans bilden sie flache, gegen Süd, resp. Nord gewandte Bogen, worin ein Hinweis enthalten ist auf relativ warme Wasser an der Südostküste Afrika's, auf relativ kalte an der Westseite Australien's.

Unter allen grösseren oceanischen Räumen besitzt der nordatlantische Ocean die höchsten Oberflächentemperaturen; er ist durchschnittlich um 2 bis 3 ° C. höher erwärmt als seine Südhälfte. Auch der nördliche Theil des Stillen Oceans erfreut sich einer grösseren Oberflächenwärme als der südliche Theil; doch beträgt diese Differenz wahrscheinlich nur c. 1 ° C. Im Vergleich zum nordatlantischen Becken ist die Temperatur des Stillen Oceans eine niedrigere, im Vergleich zum südatlantischen Becken eine höhere. Auf der südlichen Halbkugel zeichnet sich der Indische Ocean, namentlich in seinem nördlichen Theile, durch relativ hohe Oberflächentemperaturen aus.

Die höchsten Temperaturen, welche man bisher überhaupt an der Meeresoberfläche beobachtet hat, sind 34,5 ° C. (in dem südlichen Theile des Rothen Meeres) [1]) und 32,8 ° C. (an der Küste von Siam im Südchinesischen Meer). Die höchste am Bord des „Challenger" ermittelte Oberflächentemperatur (gefunden in der Celebes-See unter 4 ° 14' n. Br. und 124 ° 18' ö. L. v. Gr. am 21. October 1874) ist 31,1 ° C.

[1]) Nicht zufällig hat dasselbe Meer den höchsten Salzgehalt, welches die höchsten Temperaturen aufweist.

Natürlich kommen so hohe Wärmegrade nur in Randmeeren, niemals aber weit abwärts von den oceanischen Ufern an der Oberfläche des tiefen Oceans vor. Die niedrigste am Bord des „Challenger“ registrirte Oberflächentemperatur (— 2,8 ° C.) ergab sich bei zwei Gelegenheiten, am 18. und 24. Februar 1874, unter 65 ° s. Br. und zwar in der Nähe von Eisbergen [1]).

B. Die Temperaturen in den Tiefen der Oceane.

H. B. de Saussure († 1799) fand auf dem Grunde der tieferen Schweizerseen übereinstimmend eine constante Temperatur von 4 ° C. Die Erklärung dieser Erscheinung bietet keinerlei Schwierigkeiten. Süsswasser erlangt seine grösste Dichtigkeit bei 4 ° C. Da nun in unseren Breiten die ganze Wassermasse grosser, tiefer Seen im Sommer nicht über diese Temperatur erwärmt, im Winter aber auch nicht unter dieselbe abgekühlt wird, so müssen wir nothwendig auf der Sohle dieser Seebecken stets der Temperatur von 4 ° C. begegnen. Im Sommer nimmt die Wärme von unten nach oben zu; im Winter hingegen vermindert sie sich in gleicher Richtung. Da sich in dem letzteren Falle das Wasser an der Oberfläche stets dem Gefrierpunkte am meisten nähert, so ergiebt sich hieraus die wichtige Consequenz, dass die Eisbildung stets an der Oberfläche beginnt, worauf natürlich unter dem Schutze der Eisdecke der Eisbildungsprocess nach unten nur langsam fortschreitet.

Als Sir James Clark Ross im Jahre 1843 von seiner grossen Entdeckungsfahrt nach den Südpolarräumen zurückkehrte, verkündete er das Gesetz [2]), dass, sobald das Thermometer in den Meerestiefen eine Temperatur von 4 ° C. angezeigt habe, die Erwärmung des Seewassers sich nicht mehr ändere, selbst wenn man das Thermometer noch so tief in das Meer hinablasse. Unterhalb der submarinen Isotherme von 4 ° C. breite sich demnach eine Schicht invariabler Temperatur aus. Da dies allen wissenschaftlichen Erwartungen entsprach, insofern Wasser von 4 ° C. die grösste Dichtigkeit besitzt und in den Schweizer Landseen bereits diese invariable Schicht stets in grösseren Tiefen angetroffen worden war, so zweifelte niemand an der Richtigkeit des von Sir James Clark Ross aufgestellten Gesetzes.

In den heissen Meerestheilen um den Aequator musste nach Sir James Cl. Ross das Thermometer mehr als 1200 Faden tief hinabtauchen, ehe es die unveränderliche Wärmeschicht erreichte. Je mehr

[1]) John James Wild, Thalassa. London 1877. p. 29.

[2]) Sir James Clark Ross, Voyage of Discovery and Research in the Southern and Antarctic Regions. London 1847. Vol. II, p. 375 sq.

man sich von dem Aequator nach einem der beiden Pole entfernte, um so mehr näherte sich dieselbe der Oberfläche, und im südatlantischen Becken unter 56° 14′ s. Br.[1]), also in der Breite von Cap Hoorn, gelangte die unveränderliche Schicht an die Oberfläche. Dort also wies das Thermometer, seicht oder tief eingesenkt, immer auf 4° C. Ging man über diese Zone nach noch höheren Breiten, so wurde die unveränderliche Schicht von kälterem Wasser überlagert, so dass das Thermometer bei tieferem Einsenken stieg, bis es wieder die unveränderliche Schicht erreicht hatte. Nimmt man eine walzenförmige Gestalt des Erdkörpers an, so würde nach diesen Anschauungen ein Querschnitt durch die atlantische Wassermasse von Nord nach Süd die Schicht der unveränderlichen Seewärme muldenförmig aufgebogen erscheinen lassen; am Aequator würde die tiefste Stelle der Mulde liegen; ihre Abhänge würden sich dann sanft erheben nach den nördlichen und südlichen Breiten, um dann von der Zone der unveränderlichen Oberflächentemperatur an wieder hinabzusinken. Die äquatoriale Mulde würde gefüllt sein mit wärmerem Wasser, während man sich ihre arktischen und antarktischen Abhänge von kälterem Wasser überfluthet und zum Theil mit Eis bedeckt denken müsste. Diese Theorie, welche noch in neuerer Zeit wiederholt Vertreter gefunden hat[2]), ist jedoch durchaus nicht mehr haltbar; es waren nämlich mehrere wichtige Factoren dabei ganz übersehen worden.

Zunächst verleiht der Salzgehalt dem Wasser ganz besondere physikalische Eigenschaften. Die Frage, bei welchem Grade das Meerwasser sein Dichtigkeitsmaximum habe, wurde seit Marcet's Zeiten (1819) von verschiedenen Physikern zu beantworten versucht, so von Erman, Despretz, G. Karsten, Lenz und Zöppritz[3]). Zeigen auch die Resultate dieser Forschungen im einzelnen kleinere Abweichungen, so stimmen sie doch darin überein, dass die Temperaturen des Dichtemaximums und des Gefrierpunktes durch Vermehrung des Salzgehalts stetig immer tiefer hinabgedrückt werden und dass bei einem Salzgehalt von nur 1,6 Procent das Dichtemaximum erst bei einer Temperatur von 0° C. erreicht wird. Die Verschiebung der Maximaldichte und des Gefrierpunktes durch die Salinität des Wassers vollzieht sich nach Karsten in folgender Weise[4]):

[1]) Diese Ziffer ist abgeleitet aus sechs Temperaturmessungen zwischen 54° 41′ und 58° 36′ s. Br.

[2]) Mühry, Ueber die Lehre von den Meeresströmungen. Göttingen 1869. S. 38. 41. 72. 92. Petermann in seinen Mittheilungen 1865, S. 152; 1870, S. 225. 232.

[3]) Poggendorff's Annalen, Ergänzungsband V, S. 497 ff.

[4]) Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde. Bd. XX, S. 98 ff.

Procentgehalt der Lösung.	Maximaldichte.	Gefrierpunkt.
0	3,92 ° C.	0 ° C.
1	1,46 °	— 0,76 °
2	— 1,12 °	— 1,52 °
3	— 3,80 °	— 2,28 °
3,6 [1])	— 5,47 °	— 2,73 °
4	— 6,60 °	— 3,03 °
8	—18,76 °	— 5,99 °

Die Meteorologen und Geographen (unter ihnen noch Mühry und Petermann [2])) glaubten, solchen Ergebnissen keinen weiteren Werth beimessen zu dürfen als sonstigen „Erfahrungen im Laboratorium“. Jetzt kann nicht länger Zweifel darüber bestehen, dass auch im Laboratorium der oceanischen Becken dieselben Verhältnisse zur Geltung gelangen. Durch zahlreiche neuere Bestimmungen von Tiefseetemperaturen ist es mit Sicherheit erwiesen, dass für das oceanische Wasser das Dichtemaximum und der Gefrierpunkt niedriger liegen als für reines Wasser. So fand H. Mohn in dem Norwegischen Meere zwischen Norwegen und Island im Jahre 1876 an zahlreichen Punkten auf dem Grunde nicht bloss Wasser von weniger als 4 ° C., sondern sogar vielfach von unter 0 ° C. Es herrschte z. B. am 8. August unter 65 ° 47,5′ n. Br. und 3 ° 7′ w. L. v. Gr. in einer Tiefe von 1861 Faden eine Temperatur von —1,65 ° C., am 10. August unter 65 ° 13,5′ n. Br. und 0 ° 33′ ö. L. v. Gr. in 1539 Faden Tiefe ebenfalls eine solche von —1,65 ° C. [3]). Da in beiden Fällen nach der Oberfläche hin die Temperatur allmählich zunahm, so geht daraus hervor, dass auch im Ocean die Dichtigkeit des Wassers selbst noch unter dem Nullpunkte sich vergrössert. Ebenso beträgt die Temperatur des Bodenwassers in der tiefen Rinne zwischen den Färöern und den Shetland-Inseln nach den Messungen am Bord der „Porcupine“ bei 640 Faden Tiefe —1,3 ° C. Am Bord des „Challenger“ sind, wie oben bereits erwähnt, sogar zweimal unter 65 ° s. Br. Bodenwasser-Temperaturen von —2,8 ° C. ermittelt worden. Demnach kann von einer homothermischen Tiefenerfüllung des Oceans, wie sie einst Sir James Cl. Ross behauptete, nicht mehr die Rede sein.

Auch der Gefrierpunkt des Seewassers sinkt unter den normalen Druckverhältnissen ansehnlich unter den Nullpunkt unserer Thermo-

[1]) Salzgehalt des Meerwassers.

[2]) An den S. 39, Nota 2 erwähnten Stellen.

[3]) H. Mohn, Die norwegische Nordmeer-Expedition in Petermann's Mittheilungen 1878, S. 1 ff.

meter herab. Dies musste schon als glaubwürdig erscheinen seit den sorgfältigen Versuchen, welche Despretz mit dem von Freycinet aus der Südsee geschöpften Wasser anstellte. Dasselbe hatte bei 20° C. ein specifisches Gewicht von 1,0273. Bei einiger Bewegung erstarrte es mit —2,55° C.; sehr vorsichtig abgekühlt verharrte es bis zu einer Temperatur von —3,67° C. im flüssigen Aggregatzustande und erreichte bei derselben zugleich sein Dichtigkeitsmaximum [1]). Dass diese Wahrnehmungen übrigens ganz den Vorgängen in der freien Natur entsprechen, ersehen wir am besten aus einer Mittheilung deutscher Polarfahrer [2]). Dieselben berichten uns, dass das Wasser unter dem Eise eine Temperatur von —2,1° C. hatte und dass sie den ganzen Winter hindurch dieselbe geblieben sei.

Nach alledem muss es in hohem Grade überraschen, wenn James Clark Ross im antarktischen Meere von der Tiefe von 600 Faden an abwärts dennoch fast überall eine Temperatur von 4° C. fand, zumal auch andere ältere Seefahrer ähnliche Beobachtungen machten. In der That mochte dies eine gute Stütze für die frühere Anschauung sein; ihre Hinfälligkeit wird indess sofort erkannt werden, wenn wir das Instrument prüfen, mit welchem man ehemals die Tiefseetemperaturen bestimmt hat.

Die Messungen von Sir James Clark Ross, Beechey, Dumont d'Urville u. a., sowie die meisten der von Keith Johnston in seinem Handbook of Physical Geography (Edinburgh und London 1870) veröffentlichten [3]) sind mit Registerthermometern, namentlich mit dem sogenannten Six-Thermometer ausgeführt. Schon Lenz hatte gegen den Gebrauch dieses Instruments den Einwand erhoben, dass das Gefäss desselben durch den Druck in grösseren oceanischen Tiefen eingeengt werde und somit die Höhe der Quecksilbersäule nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der Grösse des Druckes und der Widerstandsfähigkeit der Gefässwandungen abhänge. Welch mächtigem Drucke aber die unteren Schichten des Meeres und somit auch die hinabgesenkten Instrumente ausgesetzt sind, zeigt die nachstehende Tabelle. Mittelst der von Casella hierzu eigens construirten hydraulischen Presse hat man für verschiedene Meerestiefen folgenden Druck des Oceans auf den engl. Quadratzoll nachgewiesen [4]):

[1]) Comptes rendus. Tome IV (1837), p. 437. Poggendorff's Annalen, Bd. XLI (1837), S. 69.

[2]) Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig 1874. Bd. I, Abtheilung 2, S. 378.

[3]) Im Auszug wiedergegeben in Petermann's Mittheilungen 1870, S. 232.

[4]) Capt. J. E. Davis im Nautical Magazine 1871, S. 518.

Tiefe in Faden.	Druck in Atmosphären.	Druck in engl. Pfunden.
250	45,5	682
500	90,9	1363
750	136,4	2045
1000	181,8	2726
1250	227,3	3408
1500	272,7	4089
1750	318,2	4771
2000	363,6	5452
2250	409,1	6134
2500	454,5	6817

Wie aus dieser Tabelle zu ersehen ist, wächst der Druck nicht in geometrischer Progression oder wenigstens nur höchst unbedeutend in diesem Sinne; denn selbst bei 2500 Faden Tiefe wird durch den Druck die Dichtigkeit der untersten Wasserschicht kaum um $^1/_{40}$ vermehrt, wodurch ein Schwereunterschied etwa wie der zwischen Süss- und Salzwasser hervorgerufen wird. Beiläufig ist jener Druck durchaus nicht im Stande, Sand und Schlamm in dichte Felsarten zu verwandeln; denn er wird allseitig geübt und Wasser ebenso gut zwischen, wie auf die Schlammtheile gepresst. Nur wenn die Meeresflur eine undurchlässige Schicht wäre, würde der Druck allerdings lediglich senkrecht und deshalb auf die Verdichtung der Unterlage erfolgreicher wirken. Auch verhindert jener gewaltige Druck in grossen Seetiefen durchaus nicht, dass sich ein reiches Thier- und Pflanzenleben unter ihm entfalte; denn er ist nicht einseitig, sondern allseitig. Anders verhält es sich nur mit Stoffen, welche wenig comprimirte Luft in sich schliessen; denn diese letztere wird aus ihnen wie Wasser aus einem Schwamm herausgepresst oder in die kleinsten Räume zusammengedrängt. So ist es erklärlich, dass das Holz eines Jagdbootes, welches von einem tauchenden Walfisch in grosse Tiefen hinabgerissen worden war, nach dem Heraufziehen und nicht bloss unmittelbar, sondern noch längere Zeit nachher im Wasser sank, als ob es zu Stein geworden wäre.

Was nun unter diesen Umständen mit einem Thermometer geschehen muss, hätte man sich schon früher sagen sollen. Der Druck auf die Glaskugel verringert deren Durchmesser, und daher steigt das Quecksilber in der Röhre bei tiefem Eintauchen in die See, auch wenn die Temperatur sich nicht ändert, oder es beharrt in seiner Stellung, wenn die Wärme sich vermindert. Schon Lenz beobachtete im Verein mit Parrot, dass in einem Falle das Quecksilber unter einem Druck von 100 Atmosphären um 20,5 ° C. sich erhob [1]). Lenz's Be-

[1]) Poggendorff's Annalen, Ergänzungsband II (1848), S. 615.

denken aber erfuhren bis zum Jahre 1869 nur insofern Berücksichtigung, als man die Tiefseethermometer mit besonders starken Wandungen versah. Allein auch diese konnten nicht vor grossen Irrungen schützen; denn nachträglich hat man erkannt, dass selbst die besten Instrumente mit besonderer Wandstärke vielfach Temperaturen angezeigt hatten, welche um 5 ° C. höher waren als die geforderten.

Erst durch W. A. Miller erfuhr im Jahre 1869 das Six-Thermometer jene Verbesserungen, deren es bedurfte, um die Temperaturen oceanischer Tiefen genau anzugeben. Um die Quecksilberkugel wird nämlich bis zur Kehle der Röhre eine zweite Kugel gelegt, die als Panzer oder als Ueberzug dient. Zwischen den Glaswänden der beiden Kugeln bleibt ein Zwischenraum, der bis zu drei Vierteln mit Weingeist ausgefüllt wird, so dass der Druck nur gegen die äussere Kugel wirken und in ihren Hohlraum den unschädlichen Weingeist hinauftreiben kann. Im übrigen ist das Miller-Casella'sche Thermometer ein selbstregistrirendes Maximum- und Minimum-Thermometer, welches vermittelst zweier Schwimmer die höchste und niedrigste Temperatur der durchlaufenen Wasserschicht anzeigt. Mit Hilfe eines anderen geschützten Tiefseethermometers (construirt von Negretti und Zambra), eines sogenannten „Umkehrungs-Thermometers", vermag man auch die Temperatur in jeder beliebigen Tiefe des Wassers zu messen.

Eine mit grosser Sorgfalt ausgeführte Reihe von Vergleichen zwischen beschützten und unbeschützten Thermometern am Lande mit Anwendung einer hydraulischen Presse hat gelehrt, dass die beschützten Thermometer auch unter hohem Druck richtige Temperaturen liefern, während die unbeschützten bei wachsendem Druck viel zu hohe Wärmegrade andeuten. Da man nun mit letzteren früher in grossen Seetiefen unrichtige, d. h. zu hohe Wärmewerthe gefunden hat, so geht hieraus hervor, dass alle älteren Tiefentemperaturen zu corrigiren sind. Aber welche Correction ist hier anzubringen? Offenbar wird die Grösse derselben schwanken je nach der Beschaffenheit der Thermometer; denn das eine wird dem Druck besser widerstanden haben als das andere. Mittels der Casella'schen Presse lässt sich durch eine Prüfung des betreffenden Instrumentes, welches bei der Messung verwandt wurde, für jede Tiefe genau die Correction ermitteln. In allen denjenigen Fällen aber, wo das benützte Instrument entweder nicht mit Sicherheit festzustellen oder überhaupt nicht mehr vorhanden ist, sind die früheren Tiefseetemperaturmessungen völlig unbrauchbar, und man hat sie einfach als ungeschehen auszustreichen. Nach Sir James Clark Ross' Mittheilungen [1]) hatten die von ihm benützten Register-

[1]) Voyage of Discovery and Research in the Southern and Antarctic Regions. London 1847. Vol. II, p. 52.

thermometer sehr starke Wandungen; trotzdem mussten sie in einer Tiefe von 1500 Faden Temperaturen zeigen, welche wenigstens 7 ° F. (4 ° C.) zu hoch waren. In solchem Falle aber weisen Ross' Messungen selbst auf Grundtemperaturen von weniger als 0 ° C. hin. Die ältere Anschauung, dass die Tiefen des Oceans mit Wasser von 4 ° C. erfüllt seien, ist demnach auch im Hinblick auf die von Ross aufgezeichneten Temperaturen völlig unhaltbar.

In den offenen Oceanen vermindert sich — das ist eines der Hauptergebnisse der neueren Untersuchungen — fast überall die Wärme mit der Tiefe, weil das Meerwasser bis zu seinem Gefrierpunkte stetig an Schwere gewinnt. Am raschesten erfolgt die Temperaturerniedrigung nach unten stets an der Oberfläche, doch nicht ohne ansehnliche Abweichungen in den verschiedenen Jahreszeiten. Am schnellsten sinkt die Temperatur während der wärmsten Monate des Jahres, weil zu dieser Zeit die Luft wärmer ist als die Oberfläche des Meeres und hierdurch sowohl, wie durch den höheren Sonnenstand und den längeren Tag die oberen Schichten stark erwärmt werden. Da das Wasser ein schlechter Wärmeleiter ist, so kommen diese Wirkungen den unteren Schichten nur wenig zu Gute, zumal das warme Oberflächenwasser als das leichtere keinerlei Tendenz besitzt, dem kälteren, schwereren Wasser darunter das Feld zu räumen und mit ihm sich zu mischen. In grösseren Tiefen ist die Temperaturabnahme eine wesentlich geringere. Unter höheren Breiten gilt dasselbe während der kälteren Jahreszeit auch von den oberen Schichten. Hier findet sogar, namentlich in der Nähe der Küsten, in den kältesten Monaten zuweilen bis zu gewissen Tiefen eine Temperaturzunahme nach unten statt. Dies geschieht immer dann, wenn die Luft wesentlich kälter ist als das Meer und die directe Sonnenwirkung eine sehr geringe ist. Freilich wird in solchem Falle das schwerere Wasser an der Oberfläche das Bestreben äussern, in die Tiefe hinabzusinken, während das leichtere Wasser emporzudringen sucht. Der auf diese Weise beständig sich vollziehende Temperaturaustausch, der also nicht bloss durch Leitung, sondern auch durch wirkliche Wasserbewegung herbeigeführt wird, verhindert natürlich, dass die winterliche Zunahme der Temperatur mit der Tiefe eine ebenso grosse ist wie die Abnahme im Sommer, wo das Oberflächenwasser höchstens durch Wellenschlag und Strömungen mit dem Wasser der tieferen Schichten gemischt wird.

Das Auftreten wärmerer Meeresschichten zwischen kälteren darf nach mehrfachen exacten Beobachtungen in neuerer Zeit nicht mehr bezweifelt werden; doch haben wir es hier jedenfalls mit einer Erscheinung zu thun, welche auf die Randgebiete der Oceane und auf höhere

Breiten beschränkt ist. So hat der „Challenger“ in 65 ° 42 ‘ s. Br. und 79 ° 49 ‘ ö. L. v. Gr. am 14. Februar 1874 an der Oberfläche eine Temperatur von — 1,2 ° C., in einer Tiefe von nur 50 Faden eine solche von — 1,7 ° C. angetroffen, dagegen in grösseren Tiefen eine höhere Temperatur, in 200 Faden Tiefe — 0,8 ° C., in 300—400 Faden Tiefe 0 ° bis 0,4 ° C. Hier rührte das Oberflächenwasser bis zu 50 Faden Tiefe von geschmolzenen Eisbergen her und war in Folge dessen salzarmer, also leichter als das salzreichere Wasser in der Tiefe, wie sich aus einer genauen Ermittelung des specifischen Gewichtes ergab [1]). In anderen Fällen ist jedoch diese Erklärung nicht statthaft. So entdeckte Capt. Belknap auf dem amerikanischen Dampfer „Tuscarora“ mit Hilfe seiner Miller-Casella'schen Thermometer längs der Kurilen und nordöstlich davon zwischen 49 und 52 ° n. Br., 158 und 167 ° ö. L. v. Gr. nahe unter der Oberfläche eine eiskalte Schicht von c. 200 Faden Mächtigkeit, welche in tieferen Lagen wieder in eine wärmere überging. An einer Stelle wurde 10 Faden unter der Oberfläche 41 ° F. (5 ° C.), 20 Faden unter derselben 33,7 ° F. (1 ° C.), in 100 Faden Tiefe 32 ° F. (0 ° C.) gemessen. In der Tiefe zwischen 100 und 200 Faden stieg jedoch die Temperatur wieder auf 34,5 ° F. (1,4 ° C.) bis 38,7 ° F. (3,7 ° C.). Mit der Entfernung vom Lande nach Osten hin verminderte sich jedoch die Breite dieser Schicht [2]). Aehnliche Wahrnehmungen hat H. Mohn im Vestfjord, sowohl an der Mündung wie im Innern, im Ofotenfjord, bei Bjarkö, im Stjernsund und an der Mündung des Varangerfjordes gemacht [3]).

Ueber die Tiefentemperaturen der Oceane haben uns die zahlreichen neueren Expeditionen, insbesondere die „Challenger“-Expedition ein reiches Material geliefert. Freilich vertheilt sich dasselbe auf ungeheure Räume, und es steht daher der Forschung hier noch immer ein weites Arbeitsfeld offen. Die zahlreichsten Temperaturmessungen gehören dem Atlantischen Ocean, insbesondere seiner nördlichen Hälfte an, weshalb wir auch diesem oceanischen Becken eine etwas ausführlichere Betrachtung widmen.

Nach den Beobachtungen am Bord des „Challenger“ [4]) wirken Luft- und Sonnenwärme nur bis zu einer Tiefe von 60 bis 80 Faden.

[1]) G. v. Boguslawski in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. VII (1878), S. 507.

[2]) American Journal of science and arts. Jan. 1878, p. 27. Vgl. Petermann's Mittheilungen 1878, S. 164. Siehe auch J. J. Wild, Thalassa. p. 38.

[3]) Petermann's Mittheilungen 1876, S. 434.

[4]) H. M. S. Challenger. Reports of Capt. G. S. Nares. With abstract of soundings and diagrams of Ocean Temperature in North and South Atlantic Oceans. 1873. Vgl. Petermann's Mittheilungen 1874, S. 290 ff.

Demnach schliessen sich die Wärmeverhältnisse der Oceane auch nur bis zu diesen Tiefen enger an die klimatischen Eigenthümlichkeiten der betreffenden Meeresgebiete an. Unter dieser Schicht löst sich das Band zwischen Meeres- und Lufttemperaturen fast völlig, was speciell für den nordatlantischen Ocean dadurch bewiesen wird, dass sein Wasser unter dem Niveau von 80 Faden Tiefe überall wärmer ist als das Wasser in gleicher Tiefe unter dem Aequator. Nur bei den Bermudas-Inseln ergab sich eine Ausnahme, welche jedenfalls mit der kalten, von Nord her kommenden Labradorströmung in Zusammenhang zu bringen ist.

Unterhalb der von der Sonnenwärme beeinflussten Schicht, also unterhalb einer Tiefe von 80 Faden, ist die Temperatur des Wassers im nordatlantischen Ocean bis zu 1500 Faden Tiefe überall um $2^1/_2{}^0$ C. höher als in gleichen Tiefen am Aequator und um 4 ° C. höher als in denselben Tiefen im südatlantischen Ocean. Während z. B. die submarine Isotherme von 10 ° C. im nordatlantischen Ocean — und zwar sowohl im Osten wie im Westen desselben — bis gegen 400 Faden Tiefe hinabsteigt, dringt sie zwischen dem 12. Grade n. Br. und dem 6. Grad s. Br. nur bis zu einer Tiefe von 140, resp. 190 Faden ein. Reicht die submarine Isotherme von 4,4 ° C. im nordatlantischen Meere zwischen dem 20. und 36. Grad n. Br. 700 bis 900 Faden tief hinab, so erhebt sie sich innerhalb derselben Breiten südlich vom Aequator zu 400 bis 300 Faden Tiefe, ebenso auch in dem tropischen Theile des Atlantischen Oceans zwischen dem 20. Grad s. und n. Br [1]).

Bemerkenswerth ist, dass die Temperatur am Meeresboden an allen Stationen auf der Linie Bermudas - Azoren - Cap - Verdische Inseln- Aequator fast genau übereinstimmend 35,2 ° F. (1,8 ° C.) ist. Im Nordosten dieser Linie, in der Bay von Biscaya ist die Bodentemperatur 1 ° F. ($^5/_9$ ° C.) höher, südwestlich davon $^1/_2{}^0$ F. niedriger; im westlichen Theile des Atlantischen Oceans beträgt sie unter dem Aequator sogar nur 32,4 ° F. (0,2 ° C.), ist also 2,8 ° F. (1,6 ° C.) geringer als auf der ersterwähnten Linie. Diese eisige Temperatur, die sich selbst in der Tiefe der Tropenmeere vorfindet, hat zuerst zu der Forderung von unterseeischen Polarströmen geführt, welche von beiden Polen gegen den Aequator hin fliessen. „Ohne diese unterseeische Zuströmung," sagt schon A. von Humboldt [2]) mit Bezug auf die von Dupetit Thouars am Bord der „Venus" ermittelten niedrigen Tiefseetemperaturen (2,8 ° bis 2,5 ° C.), „würden die Tropenmeere in jenen Abgründen nur diejenige Temperatur haben können, welche dem Maximum der Kälte gleich ist, die örtlich die herabsinkenden Wassertheilchen an

[1]) G. v. Boguslawski, l. c. S. 520.
[2]) Kosmos. Bd. I, S. 322.

der wärmestrahlenden und durch Luftcontact erkälteten Oberfläche im Tropenklima erlangen."

Nares erkennt in der Thatsache, dass alle Stationen nördlich vom Aequator ein wärmeres Grundwasser besitzen als diejenigen am Aequator, einen Beweis dafür, dass das kalte Wasser am Boden des Atlantischen Meeres bis zur Breite der Azoren und des Golfs von Biscaya nicht aus arktischen, sondern aus antarktischen Gebieten stammt oder richtiger, dass eine ununterbrochene Verbindung mit den gleichtemperirten Schichten im antarktischen Becken besteht. Wäre das kalte Grundwasser der tropischen Meeresräume auch nur zum Theil aus arktischen Regionen, so müsste es im nordatlantischen Becken wenigstens ebenso kalt sein wie das von Süd gekommene Wasser am Aequator; auch dürfte man nach Norden eine Temperaturabnahme erwarten, während in Wirklichkeit die Temperatur der tiefsten Schicht nach Norden hin entschieden zunimmt.

Fragen wir nach den Ursachen dieser überraschenden Thatsache, so lautet unsere Antwort: Die antarktischen Gewässer können durch eine weite und tiefe Pforte, die arktischen Gewässer hingegen nur durch eine relativ schmale und seichte Strasse in die atlantischen Räume eindringen; es communicirt also der Atlantische Ocean viel leichter und bequemer mit dem südlichen als mit dem nördlichen Eismeere, dessen tiefsten und kältesten Wassern durch eine mächtige submarine Barrière zwischen dem nordamerikanischen und dem europäischen Continente der Zugang zu südlicheren Breiten verschlossen ist [1]). Auch ist jedenfalls der Vorsprung des nordamerikanischen Festlandes hierbei mit betheiligt; denn er lenkt den warmen Golfstrom nach Nordosten ab und nöthigt ihn, sich an die europäischen Gestade zu ergiessen, an denen er sich nach Süden umbiegt. Würde das warme Golfwasser, bevor es in die äquatorialen Gebiete zurückkehrt, erst das arktische Meer aufsuchen, so würde das nordatlantische Becken sicher hinsichtlich seiner Wärmeverhältnisse nicht so bevorzugt erscheinen.

Aus den von Nares entworfenen Profilen ist ferner deutlich zu ersehen, dass in der westlichen Hälfte des Atlantischen Oceans an allen Stellen südlich der Linie Bermudas-Inseln-Azoren das Wasser am Meeresgrunde kälter ist als in der östlichen Hälfte. Dasselbe gilt auch von den darüber liegenden Schichten. So erheben sich die submarinen Isothermen von 4,4 ° C. bis 1,7 ° C. im Westen c. 200 Faden höher als im Osten. Nur oberhalb der Tiefe von 450 Faden besteht fast

[1]) Nach Otto Krümmel (Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume. Leipzig 1879. S. 62) ist der Zugangsquerschnitt gegen das südliche Eismeer gegen 5 mal so tief und 6 mal so breit, also 30 mal so gross als die arktische Oeffnungsfläche.

überall das entgegengesetzte Verhältniss, d. h. hier ist das Wasser an der Westseite wärmer als an der Ostseite. Die beobachteten Tiefentemperaturen erlauben den Schluss, dass die antarktischen Gewässer hauptsächlich durch den Canal zwischen den St.-Paul-Felsen und der brasilianischen Küste in's nordatlantische Becken eintreten. Sie ziehen von hier gegen Nordwesten und lenken dann, sich allmählich ausbreitend, nach Nordosten um und zwar in ähnlicher Weise wie die Oberflächenströmungen jener Gebiete. Den genannten kalten Strom, dessen Temperatur 1,7 bis 0,2 ° C. beträgt, findet man zwischen 1700 Faden Tiefe und dem Boden; er hat eine Gesammtmächtigkeit von c. 700 Faden.

Die auffallenden Temperaturanomalien an der Ostküste der Vereinigten Staaten werden dadurch hervorgerufen, dass hier eine warme und eine kalte Strömung, der Floridastrom und die Labradorströmung, über einander hinwegfliessen; wir verweisen hier auf die Besprechung des Floridastroms (S. 59 ff.).

Wie sehr die Tiefentemperaturen des Meeres unter sonst gleichen Umständen von dem Relief des Meeresgrundes abhängen, dafür gewährt uns der nördlichste Theil des nordatlantischen Beckens ein lehrreiches Beispiel [1]).

Die Seetiefen zwischen der Nordspitze Schottland's, den Färöern, Island und Grönland sind so gering, dass man aus ihnen mit Recht auf eine ehemalige trockene Landbrücke zwischen Nordeuropa und Grönland geschlossen hat. Der Meerestheil zwischen Grönland und Island, die sog. Dänemark-Strasse, hat an der schmalsten Stelle höchstens eine Tiefe von 500 Faden [2]); der zwischen Island und den Färöern erreicht nur eine Tiefe von 200 bis 300 Faden, und noch seichter ist die Schwelle, welche von den Färöern zunächst nach Südwesten und hierauf nach Südosten zu den Orkney-Inseln hinüberleitet. Südwärts von diesem unterseeischen Höhenrücken liegt der mehr als 2000 Faden tiefe Atlantische Ocean und nordwärts von demselben das fast ebenso tiefe Polarmeer. Scheidet er auch beide nicht gänzlich von einander, so erschwert er doch ausserordentlich den Abfluss des kalten polaren Wassers; für die untersten, kältesten Schichten verhindert er denselben gänzlich. Der scharfe Gegensatz zwischen dem warmen atlantischen und dem kalten Eismeerwasser zeigt sich besonders am Südende der Färöer - Shetland - Rinne (zwischen den Färöern und den Shetland-Inseln). Dieselbe ist mehr als 600 Faden tief und erstreckt

[1]) Vgl. H. Mohn, Die norwegische Nordmeer-Expedition in Petermann's Mittheilungen 1878, S. 1 ff. und Taf. I.

[2]) Mitten in dem schmalsten Theil der Strasse verlor der norwegische Seehund- und Walfänger Capt. C. Bruun im April 1873 ein Miller-Casella'sches Thermometer, das sich auf dem Boden in 150 Faden Tiefe festgesetzt hatte.

sich in solcher Tiefe von Nord her bis nahe an den oben bezeichneten submarinen Rücken. Auf der südlichen Seite desselben sind die Tiefen des Atlantischen Oceans durchaus von warmem Wasser erfüllt, dessen Temperatur am Boden über 0 ° C., nämlich durchschnittlich 2,6 ° C. beträgt. Dasselbe gilt auch noch von dem Wasser über dem Rücken selbst, also von dem Wasser über dem Island-Färöer-Rücken, auf den Färöer-Bänken, auf der ganzen Nordsee-Bank, in der Norwegischen Rinne (an der Süd- und Südwestseite Norwegen's), auf den norwegischen Küstenbänken und in den norwegischen Fjorden bis zu den Bänken von West-Spitzbergen. Auf der Nordseite jenes Querrückens hingegen nimmt eine mächtige Masse eiskalten Wassers die Tiefe ein; dasselbe hat eine Temperatur von 0 ° bis —1,65 ° C. Doch fliessen auch hier überall da, wo das Meer nicht selbst eistragend ist, die aus Südwest kommenden warmen Oberflächenwasser hinweg.

Wie sich die submarinen Isothermen des Atlantischen Oceans in der Tiefe längs des Bodens heben, um etwas nordöstlich vom Kamme des Rückens rasch an die Oberfläche gedrängt zu werden, so steigen auch die unteren Isothermen von der Eismeertiefe auf die nördliche Böschung des Rückens hinauf; die Isotherme von — 1 ° C. gelangt sogar noch über den Scheitel des Rückens; das kalte Polarwasser richtet also sein Haupt über das Niveau desselben empor, wird aber offenbar von dem warmen atlantischen Wasser zurückgehalten. Dringt demnach auch das kalte arktische Wasser nicht in den Atlantischen Ocean ein, so macht es sich doch über dem Rücken, namentlich über seinem nördlichen Abhang durch eine stark abkühlende Wirkung bis an die Oberfläche bemerklich (vgl. hierzu Petermann's Mittheilungen 1878, Taf. I, Durchschnitt 1).

Hieraus erklärt sich, warum man in der Meerenge zwischen dem Norden Schottland's und der Gruppe der Färöer oft unter gleich stark erwärmter Oberfläche an zwei benachbarten Stellen in gleicher Tiefe die grössten Temperaturgegensätze gefunden hat, wie man dies aus folgender Tabelle ersieht:

Seetiefentemperaturen

auf warmen Strecken.		auf kalten Strecken.	
Tiefe in Faden.	Wärme in °C.	Tiefe in Faden.	Wärme in °C.
0	11,1 °	0	11,1 °
150	8,3 °	100	8,9 °
420	7,8 °	250	3,3 °
550	6,7 °	320	0,0 °
600	6,1 °	450	— 0,6 °
700	5,6 °	600	— 1,1 °
750	5,3 °	640	— 1,3 °

Auf warmen Strecken sank also die Temperatur durchschnittlich auf c. 130 Faden Tiefe um 1 ° C., auf kalten Strecken hingegen schon auf etwas über 50 Faden Tiefe. Beide Temperaturreihen unterscheiden sich übrigens auch dadurch von einander, dass die erstere in der oberen Hälfte, die letztere in der unteren eine relativ langsame Wärmeabnahme zeigt. Die kalten und warmen Seetiefen rückten oft hart neben einander und waren meist nur 4 geogr. Meilen von einander entfernt; wo jedoch die Tiefen rasch abfielen, genügten bisweilen schon $1^1/_3$ geogr. Meilen, um diesen Gegensatz hervorzubringen.

Höchst eigenthümlich sind die Temperaturverhältnisse in allseitig umschlossenen Meerestheilen. Besitzt die Pforte zu einem solchen eine geringe Tiefe, so können nur diejenigen Schichten desselben einen Austausch mit den oceanischen Wassern eingehen, welche über dem Niveau jener Schwelle liegen. Die Wassermassen unterhalb desselben sind völlig von dem Verkehr mit dem Ocean abgeschlossen; ihre Temperatur wird also durch das örtliche Minimum der Oberfläche oder durch die Wärme an der Eingangsschwelle bestimmt. Daher findet die Temperaturabnahme im Niveau dieser Schwelle ihre Grenze; weiter abwärts hat das Wasser überall fast genau dieselbe Wärme. Insbesondere wurde dies durch die zahlreichen neueren Tiefentemperaturmessungen in den Fjorden klar erwiesen [1]). Aus denselben hat sich ergeben, dass die Bodentemperatur in den südlichen norwegischen Fjorden über 6 ° C. ist, dass sie sich weiter nordwärts zwar vermindert, aber selbst in Finmarken noch mehr als 3 ° C. über Null beträgt. In dem südlichen Norwegen bis zum Nordfjord ist die Tiefentemperatur der Fjorde von der jährlichen Mitteltemperatur der Luft nur wenig verschieden; weiter nordwärts aber ist sie stets höher als dieselbe (im Ofotenfjord und Varangerfjord sogar mehr als 4 ° C.), woraus nicht bloss deutlich hervorgeht, dass die den Fjorden vorgelagerten Bänke (vgl. Bd. I, S. 480 ff.) dem kalten arktischen Wasser den Eintritt verwehren, sondern dass sogar warme Strömungen reiche Wärmemengen zuführen müssen.

Im grösseren Massstabe begegnen wir ähnlichen Verhältnissen im Mittelmeere, das ja ebenfalls nur einen seichten, kaum 200 Faden tiefen Eingang besitzt. Hier herrscht in einer Tiefe von 200 bis 2100 Faden eine nahezu gleichförmige, constante Temperatur von 12,2 bis 12,8 ° C. [2]), während in dem benachbarten Atlantischen Ocean in gleicher Tiefe nur eine Temperatur von 3 ° C. gefunden wird. Im Winter

[1]) H. Mohn: Die Temperatur-Verhältnisse im Meere zwischen Norwegen, Schottland, Island und Spitzbergen in Petermann's Mittheilungen 1876, S. 427 ff.

[2]) Carpenter in den Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), p. 320.

hat hier das Wasser sogar von der Oberfläche bis zum Grunde hinab fast genau dieselbe Temperatur. Endlich zeigt auch das Wasser im Busen von Mexico nach A. Agassiz' Ermittelungen von 600 bis 1920 Faden Tiefe hinab eine constante Temperatur von 4,2 ° C. [1]). Nur im Pontus und in der Ostsee dürfen wegen der viel niedrigeren Minima und zeitweiliger Eisbildung wesentlich andere Verhältnisse erwartet werden.

Die Tiefentemperaturen der Südsee [2]) erinnern in manigfacher Hinsicht lebhaft an diejenigen des Atlantischen Oceans. Wie in diesem, so besteht auch in der Südsee die ganze Wassermasse aus zwei leicht unterscheidbaren Abtheilungen: einer oberen Schicht von verhältnissmässig geringer Tiefe, deren Temperaturen sich nach unten rasch vermindern und ausserdem nicht selten örtlich ihren Charakter wechseln, und einer mächtigen Wassermasse, welche bis zum Meeresboden hinabreicht und durch eine nahezu gleichmässige Temperatur ausgezeichnet ist. Oefter ist es schwer, diese beiden Abtheilungen scharf von einander zu trennen; doch darf die submarine Isotherme von 5 ° C. im allgemeinen als Grenzlinie zwischen beiden betrachtet werden. Bis zu dieser Linie hinab werden die Temperaturen allem Anschein nach vorwiegend durch Ursachen regulirt, welche auf die Oberfläche wirken, also durch Sonnen- und Luftwärme, sowie durch Oberflächenströmungen. Oberhalb der Tiefe von 200 Faden erscheint der nordpacifische Ocean hinsichtlich seiner Temperaturen vor dem südpacifischen Ocean begünstigt. Der Gang der Isotherme von 5 ° C. weicht von der horizontalen Richtung bereits wenig ab; denn sie liegt durchweg zwischen 400 und 500 Faden Tiefe. Nur in der Aequatorialregion sinkt sie bis zu einer Tiefe von 625 Faden herab (jedenfalls durch Vermischung der unteren Wasser mit der oberen, stärker erwärmten Wasserschicht), während sie sich unter 40 ° n. Br. bis 300 Faden erhebt (wahrscheinlich in Folge der Aufstauung von kaltem Wasser gegen die arktische Landbarrière). Die nächsten drei Temperaturgrade verlieren sich in stetig sich erweiternden Abständen in den nächsten 700 Faden Tiefe; denn die Isotherme von 2 ° C. hat einen ziemlich ebenen Verlauf in einer Tiefe von 1100 Faden. Jedenfalls ist die Temperatur der Wassermasse zwischen 200 und 1500 Faden Tiefe im Nordpacific ein wenig niedriger als im Südpacific. In einer Tiefe von 1500 Faden herrscht

[1]) Bull. of the Museum of Compar. Zoology at Harvard College. Vol. V, Nr. 1, p. 1—8 (Cambridge 1878).

[2]) Vgl. Wyville Thomson: Preliminary Report to the Hydrographer of the Admiralty on some of the Results of the Cruise of H. M. S. „Challenger" between Hawaii and Valparaiso, dat. aus Valparaiso 5. Decbr. 1875. S. 462—470. Annalen der Hydrographie 1876, S. 136—142. 230—239.

vom 40. Grad n. Br. bis 40. Grad s. Br. nahezu dieselbe Temperatur (1° bis 1,8° C., im Mittel 1,5° C.); im Südpacific beträgt sie etwas mehr (1,6° C.) als im Nordpacific (1,4° C.). Auf dem Grunde des Oceans ermittelte man zwischen 40° s. und 40° n. Br. eine Temperatur von 0,5 bis 1,9° C. Obwohl die Tiefe des Stillen Oceans von Süd gegen Nord fast um 1000 Faden wächst (vgl. Bd. I, S. 417 f.), so erfährt doch die Bodentemperatur von Süd nach Nord eine allmähliche Erhöhung; die Bodentemperaturen schwanken nämlich im Südpacific zwischen 0,5 und 1,4° C. und im Nordpacific zwischen 0,7 und 1,9° C. Ebenso findet eine sehr geringe Zunahme der Bodentemperatur von West nach Ost statt; doch sind oberhalb einer Tiefe von 700 Faden die westlichen Theile beider oceanischen Hälften höher erwärmt als die östlichen. In allen diesen Fällen erkennen wir Analogien zu den Temperaturverhältnissen der atlantischen Wasser.

Auch für die Südsee gilt, was oben bereits für den Atlantischen Ocean zu beweisen versucht wurde: dass nämlich ihr Bodenwasser aus dem antarktischen Ocean stammt. Unzweifelhaft gelangt es aus einer kalten Quelle durch Bewegung hierher; denn es ist viel kälter als die mittlere Wintertemperatur des Areals, welches es bedeckt. Speciell auf die Herkunft aus dem antarktischen Meere deutet das allmähliche Steigen der Bodentemperatur nach Norden, sowie der Umstand, dass gar keine adäquate Quelle für eine derartige Wassermasse im Norden vorhanden ist; denn der einzige Zugang zum nördlichen Eismeer ist nicht bloss sehr schmal, sondern auch nur 40 Faden tief und wird ausserdem zum Theil durch eine nach Nord gerichtete Strömung erfüllt. Die drei Strömungen aus der Ochotskischen und der Berings-See aber vermögen ebenso wenig jenes eisige Grundwasser herbeizuführen, weil die genannten Randmeere durch submarine Wälle von dem offenen Stillen Ocean geschieden sind. Die Ablenkung, welche das kalte Bodenwasser nach Westen erfährt, hat jedenfalls darin ihren Grund, dass jenes antarktische Wasser aus Breiten geringer Drehungsgeschwindigkeit in solche höherer Drehungsgeschwindigkeit gelangt und somit nach West hin zurückbleibt.

Vergleichen wir die Tiefentemperaturen des Stillen und Atlantischen Oceans mit einander (s. die Querschnitte in Wild's Thalassa, Plate 9 und 19), so ergiebt sich, dass der südpacifische Ocean wenigstens in seiner oberen Hälfte wärmer ist als der südatlantische, während die beiden nördlichen Hälften in ihrer ganzen Masse gerade das umgekehrte Verhältniss zeigen. Es scheint uns, als ob im Atlantischen Ocean der mächtige Arm der südlichen Aequatorialströmung, welcher seinen Weg in das nordatlantische Becken nimmt, in erster Linie dazu beiträgt, dieses Meer in Hinsicht auf seine Wärmeverhältnisse zum Nachtheil

des südatlantischen Oceans zu begünstigen. Im Stillen Ocean besteht ein derartiger Uebergriff nicht; daher sind seine beiden Hälften gleichmässiger erwärmt.

Schliesslich sei noch erwähnt, dass auch der Stille Ocean, gleich dem Atlantischen, Randmeere besitzt, welche durch submarine Barrièren vor dem Eindringen des kalten Tiefseewassers geschützt und deshalb bis zum Grunde mit warmem Wasser erfüllt sind. So hat die Celebes-See von 800 bis 2600 Faden Tiefe gleichmässig eine Temperatur von 3,7 bis 3 ° C. Noch seichter muss die Schwelle der Sulu- oder Mindoro-See sein; denn von 400 bis 2550 Faden Tiefe beharrt hier die Temperatur bei 10,2 ° C. Hingegen mag das Südchinesische Meer durch einen tieferen Canal (wahrscheinlich zwischen Luzon und Formosa) mit der Südsee communiciren, da die Temperaturabnahme erst in einer Tiefe von 1000 Faden aufhört, unterhalb welcher die Temperatur des Wassers bis zu 2100 Faden Tiefe 2,4 ° C. bleibt [1]). Aehnliches gilt von der Banda- und der Melanesia-See (Korallen-Meer), sowie von dem Meerestheile zwischen den Admiralitäts-Inseln bei Neu-Guinea und Japan. Der letztere ist durch einen unterseeischen Wall, welcher durch die Bonin-Inseln und die Marianen bezeichnet wird, von der allgemeinen oceanischen Circulation abgeschnitten, weshalb sich hier von 1500 bis 4575 Faden Tiefe unverändert eine Temperatur von 1,3 ° C. vorfindet.

Ueber die Tiefentemperaturen des Indischen Oceans sind wir viel weniger unterrichtet als über die des Atlantischen und Stillen Oceans [2]). Der südlichste Theil ist von dem „Challenger“ und der „Gazelle“, der Raum zwischen Mauritius und Westaustralien von der letzteren allein durchforscht worden; fast für den ganzen nördlichen Theil hingegen fehlen uns neuere Untersuchungen. Wir besitzen demnach zur Zeit nur ein sehr lückenhaftes Bild von den Temperaturverhältnissen dieses Oceans.

Südöstlich vom Caplande, zwischen diesem und den Macdonald-Inseln ($53^1/_2$ ° s. Br.), haben die Bodenwasser in Tiefen von 1600 bis 1900 Faden eine Temperatur von 1,7 bis 0,8 ° C. Zwischen 60 und 66 ° s. Br. und 80 bis 90 ° ö. L. v. Gr. wurde eine Schicht kalten Wassers (bis —1,7 ° C.) in einer Tiefe von 30 bis 200 Faden zwischen wärmerem Oberflächenwasser und wärmerem Grundwasser beobachtet.

[1]) J. J. Wild, Thalassa. London 1877. p. 107 sq. Plate 16.

[2]) Vgl. hierzu Report Nr. 2 on Ocean Soundings and Temperatures of H. M. S. „Challenger“; Annalen der Hydrographie 1874, S. 263—268; 1875, S. 405—419.

Freilich sind die am Bord des „Challenger“ gebrauchten Miller-Casella'schen Thermometer wenig zum Nachweis kalter Zwischenschichten geeignet; es bedarf demnach jenes Ergebniss noch der Bestätigung späterer Messungen, wobei Negretti-Zambra'sche Umkehrungs-Thermometer angewandt werden müssten.

Nach den Ermittelungen am Bord der „Gazelle“ liegen zwischen Mauritius und West-Australien, je nach Massgabe der Breite, die Isotherme von 15° C. zwischen 20 und 120 Faden Tiefe, die von 10° C. zwischen 300 und 500 Faden, die von 5° C. zwischen 500 und 700 Faden und die von 2,5° C. zwischen 700 und 1100 Faden Tiefe, während die Bodenwasser ziemlich gleichmässig die Temperatur 0,7 bis 1,8° C. zeigen. Offenbar stammen diese kalten Grundwasser aus den antarktischen Meerestheilen. Verhältnissmässig hohe Bodentemperaturen finden sich in dem durch eine submarine Schwelle von dem offenen Ocean getrennten Rothen Meere.

Die Hauptresultate der neueren Tiefseetemperaturmessungen sind demnach folgende:

Die Temperatur des Oceans nimmt von der Oberfläche bis zum Meeresboden ab und zwar sehr rasch bis zu 80 Faden Tiefe, d. h. bis dahin, bis wohin Luft- und Sonnenwärme wirken, dann langsamer bis zu einer Tiefe von c. 600 Faden, wo die mittlere Wärme des Meeres etwa 4° C. beträgt, am langsamsten aber in noch grösseren Tiefen. Am Grunde des Oceans herrscht in der ganzen tropischen und gemässigten Zone eine Temperatur von 0 bis 2° C.; in den Polargebieten sinkt sie bis über −2° C. herab. Demnach sind die Temperaturdifferenzen am Meeresgrunde äusserst geringfügig, während sie an der Oberfläche zwischen + 34° und − 3° C. schwanken.

Die Bodentemperaturen des Oceans sind in der heissen und in der gemässigten Zone meist wesentlich niedriger als die Oberflächentemperaturen des Wassers an gleicher Stelle im kältesten Monat. Es ist daher kaum zu bezweifeln, dass die kalten Grundwasser des Oceans aus höheren Breiten hierher gelangen. Sie werden übrigens nicht herbeigeführt durch die relativ wenig mächtigen polaren Strömungen, sondern durch ein langsames Vorwärtsdringen der gesammten unteren Wassermassen. Diese Bewegung vollzieht sich um so freier und leichter, je tiefer der Ocean ist, je weniger submarine Anschwellungen ihr entgegentreten. Die Tiefen- und Bodentemperaturen des Stillen und Indischen Oceans sind im Vergleich zu denen des Atlantischen Oceans niedriger, was sich aus der leichteren Zugänglichkeit dieser Meere von Süd her erklärt. Ebenso hat die Erhöhung der Bodentemperatur nach Nord hin, wie sie im Atlantischen, Stillen und In-

dischen Ocean beobachtet worden ist, darin ihren Grund, dass die Communication der beiden ersteren mit dem nördlichen Eismeer eine sehr beschränkte ist und für den letzteren eine solche überhaupt nicht existirt, während nach Süd hin weite und tiefe Thore den Eintritt der antarktischen Wasser gestatten [1]).

[1]) Vgl. hierzu die bereits mehrfach erwähnte treffliche Arbeit von Georg v. Boguslawski in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. VII (1878), S. 496 — 549.

IV. Darstellung der Meeresströmungen.

(Vgl. Fig. 6.)

Wie in Hinsicht auf seine Temperaturverhältnisse, so ist auch bezüglich seiner Strömungen der Atlantische Ocean, insbesondere das nordatlantische Becken am besten erforscht. Wir beginnen daher mit der Betrachtung der atlantischen Strömungen und lassen diesen die des Stillen und Indischen Oceans folgen.

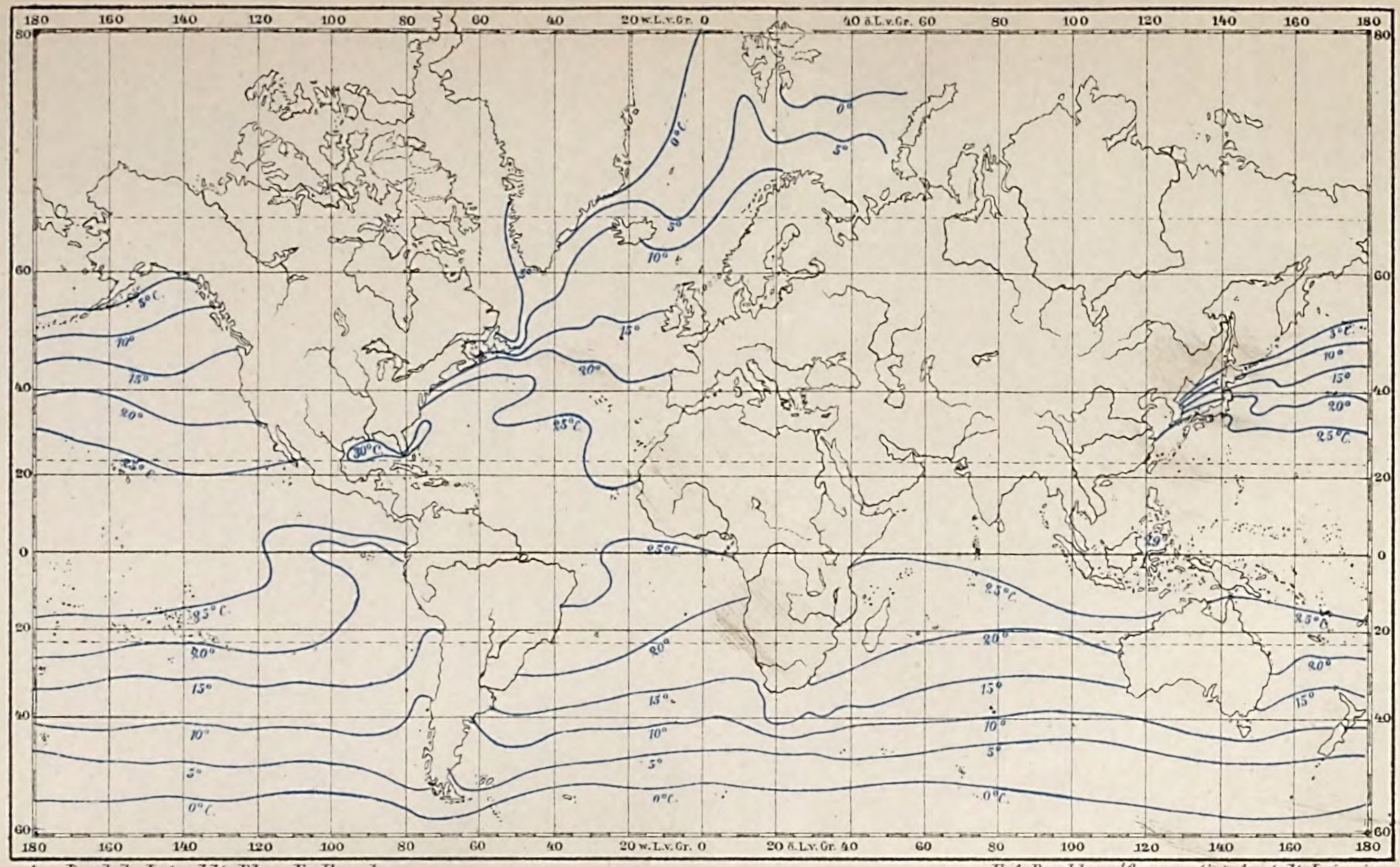
1. Die Strömungen des Atlantischen Oceans. Zu beiden Seiten des Aequators ziehen zwei Strömungen von Ost nach West über den ganzen Ocean: die nördliche und südliche Aequatorialströmung. Zwischen ihnen bewegt sich, beide von einander trennend, die Guineaströmung in entgegengesetzter Richtung, also von West nach Ost, der afrikanischen Westküste zu [1]).

Der Südrand der südlichen Aequatorialströmung fällt etwa mit dem 10. Grad s. Br. zusammen; ihr Nordrand hingegen liegt im Osten in der Bucht von Biafra und zwar ein wenig nördlich vom Aequator, erhebt sich aber unter dem 30. Meridian (w. v. Gr.) bis zum 5. Grad n. Br. Uebrigens verharrt diese Strömung nicht zu allen Jahreszeiten in derselben Lage, sondern weicht im März um nahezu 2 Grade nach Süden zurück. Doch wird sie auch in ihren östlichen, am weitesten gegen Süd vorgeschobenen Anfängen wohl niemals ganz auf die südliche Halbkugel zurück gedrängt; wie dies aus der eigenthümlichen Bildung des Ogowai-Delta's und des Cap Lopez deutlich hervorgeht [2]). Noch stärker oscillirt die nördliche Aequatorialströmung nach Süd und Nord. Sie reicht in ihrem östlichen Theile im März vom 5. bis zum 15. Grad

[1]) Vgl. zu dem Nachfolgenden die vortrefflichen Arbeiten von C. Koldewey in den Annalen der Hydrographie 1875, S. 133 ff., 166 ff. und Otto Krümmel, Die äquatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Oceans. Leipzig 1877. S. 21 ff.

[2]) Vgl. Oscar Peschel, Neue Probleme. 3. Aufl. Leipzig 1878. S. 137 und Otto Krümmel, Die äquatorialen Meeresströmungen. S. 27.

Temperaturen der Meeresoberfläche im September.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 5.

n. Br., während ihre beiden Ränder im September bis zum 10., resp. 20. Grad nach Norden vorrücken.

Die südliche Aequatorialströmung theilt sich an dem Osthorne Brasilien's, bei Cap San Roque, in einen südlichen und nördlichen Arm, von denen der erstere an der Ostküste Brasilien's gegen Süden fliesst, während dem letzteren durch die Nordostküste Brasilien's der Weg nach Westnordwesten vorgezeichnet ist. Im Verein mit diesem ergiesst sich dann die in gleicher Richtung vorwärts dringende nördliche Aequatorialströmung theils in das Caraibische Meer, theils in den Raum unmittelbar nördlich desselben. Die Stärke des Stromganges wechselt innerhalb der beiden Aequatorialströmungen sowohl nach der geographischen Breite wie nach den Jahreszeiten. Das Maximum (meist 16 bis 24 Seemeilen [1]) in 24 Stunden) findet sich in der Nähe des Aequators, also in der südlichen Aequatorialströmung, das Minimum (9 bis 16 Seemeilen in 24 Stunden) in der Nähe des 10. Grades nördlicher und südlicher Breite, also an dem Rande der beiden Strömungen. Perioden hoher Stromstärke sind Juni und Juli, sowie December und Januar, also diejenigen Zeiten, in denen die Sonne senkrecht über den Wendekreisen steht; doch gehört das Hauptmaximum den Monaten Juni und Juli an. Krümmel berechnet als mittlere Bewegungsstärke der südlichen Aequatorialströmung für den Zeitraum von 24 Stunden einen Werth von 16,2 Seemeilen, für die nördliche, für welche weit weniger gute Beobachtungen vorliegen, 13,1 Seemeilen [2]). Die südliche Aequatorialströmung besitzt demnach eine viel grössere Stärke als die nördliche. Im Vergleich zur Guineaströmung darf man die Aequatorialströme als kalte Strömungen betrachten.

Die Guineaströmung wurde bis in die Mitte dieses Jahrhunderts in ihrer eigentlichen Bedeutung gänzlich verkannt. Noch James Rennell sah sie als die Fortsetzung der nordafrikanischen Strömung an, welche er von der Küste Senegambien's aus nach Südosten und Osten in den Guineabusen führte und in der Bucht von Benin eines „natürlichen Todes verscheiden" liess [3]). Maury leitete sie sogar die ganze Westküste von Südamerika entlang bis über das Cap der Guten Hoffnung hinaus [4]). Erst Alexander Findlay wies ihr den richtigen Raum an, indem er sie keilartig zwischen die beiden Aequatorialströmungen einschaltete und zwar so, dass sie etwa in der

[1]) 4 Seemeilen = 1 geogr. Meile.

[2]) Die erste Zahl nach Otto Krümmel, l. c. S. 28, die letztere nach einer brieflichen Mittheilung desselben Autors.

[3]) James Rennell, Investigation of the Currents of the Atlantic Ocean. London 1832. p. 44.

[4]) M. F. Maury, Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. Plate IX.

Mitte des Oceans und einige Grade nördlich vom Aequator begann, nach Osten zu sich fächerartig erweiterte und bei ihrem Stoss auf die Westküste Afrika's sowohl nach Norden, wie nach Süden auswich [1]).

Auch die Guineaströmung erleidet eine periodische Verschiebung und zwar sowohl des Angelpunktes wie der Oeffnung jenes Fächers, wie dies aus folgenden Angaben hervorgeht [2]):

Monat.	Anfangspunkt im Westen.	Nord- und Südpunkt des Fächers unter 20° w. L. v. Gr.
März	27° w. L. v. Gr.	8° n. Br.	2°—8°
Juni	31° „	5° „	3°—8°
September . .	37° „	8° „	3°—10°
December . .	47° „	6° „	4°—10°

Der Anfangspunkt der Strömung rückt im Februar am weitesten nach Osten (25°), im October am meisten nach Westen (50°); seine südlichste Lage erreicht er im Februar (2° n. Br.), seine nördlichste im März, September und November (8° n. Br.). Eine klare kartographische Darstellung jener periodischen Schwankungen der Meeresströmungen in der Mitte des atlantischen Beckens gewähren uns die vier Kärtchen auf Tafel I zu Krümmel's Aequatorialen Meeresströmungen, welche das von den genannten Strömungen im März, Juni, September und December eingenommene Areal genau bezeichnen. Nach den englischen Tabellen (Currents and Surface Temperatures etc., p. 25) erlangt die Guineaströmung im August das Maximum ihrer Entwicklung, also ungefähr zu derselben Zeit, in welcher die äquatorialen Stömungen am weitesten nach Norden vordringen; hingegen verliert die Guineaströmung am meisten an Bedeutung im Monat Februar, wo dieselbe erst östlich vom 25. Grad w. L. v. Gr. bemerkt wird und unter 20° w. L. v. Gr. nur eine Breite von 3 Meridiangraden besitzt. Die durchschnittliche Geschwindigkeit der Strömung beträgt 15 Seemeilen in 24 Stunden; doch steigert sich dieselbe an der Küste von Guinea nicht selten bis zu 25 Seemeilen. Auch ist ein Wechsel derselben innerhalb der jährlichen Periode, namentlich ein Maximum im Juli und August nicht zu verkennen. Hinsichtlich ihrer Temperatur gilt die Guineaströmung als eine warme Strömung; insbesondere enthält sie im März reiche Wärmeschätze, weshalb zu dieser Zeit die Oberflächentemperatur im Busen von Guinea bis auf 29° C. steigt. In den übrigen Jahreszeiten tritt dieser Charakter weniger scharf hervor. Ihre höhere Temperatur erklärt sich dadurch, dass die

[1]) A. G. Findlay, Chart of the North Atlantic Ocean. 1850.

[2]) Currents and Surface Temperatures of the North Atlantic Ocean from the Equator to lat. 40° N., publ. by the Authority of the Meteorological Committee, Nr. 12 (London 1872), p. 25.

Wassertheile, welche sie bewegt, aus den Aequatorialströmungen stammen und somit zum zweiten Male unter tropischen Breiten den Weg über den Atlantischen Ocean nehmen. Sie empfangen demnach auch doppelt soviel Sonnenwärme als die Wasser der Aequatorialströme[1]).

Die nördliche Aequatorialströmung führt in ihrem weiteren Verlaufe an der Nordküste Südamerika's hin und ergiesst sich mit ihrer Hauptmasse als Caraibische Strömung durch die Inselguirlande der kleinen Antillen in das Caraibische Meer. Ein schwächerer Seitenarm fliesst an der Nordseite der nach West umbiegenden Inselreihen vorüber und bleibt demnach im freien Ocean.

Die Existenz der letzteren Strömung, welche früher häufig ganz übersehen wurde, bezeugen nicht bloss die dortigen Meerestemperaturen, sondern auch directe Beobachtungen des Stromganges. So fand Irminger mit Aimé's submarinem Stromweiser an derselben Stelle (unter 25° 4' n. Br. und 65° 41' w. L. v. Gr.) in c. 500 Faden Tiefe zweimal eine nordwestliche Strömung[2]), und in die Karten des Meteorological Office sind noch zahlreiche andere Beobachtungen eingetragen, welche das Vorhandensein jener Strömung bestätigen[3]). Krümmel bezeichnet dieselbe als Antillenströmung im Gegensatz zu der in das Caraibische Meer eindringenden Caraibenströmung.

Die letztere bahnt sich durch den Canal von Yucatan einen Weg in den Busen von Mexico, beschreibt innerhalb desselben einen der Ufergestaltung entsprechenden kreisförmigen Weg, um dann durch die Enge zwischen der Bahamabank und der Halbinsel Florida wieder in den freien Ocean hinauszueilen.

Von demjenigen Punkte ab, wo diese Strömung die Floridastrasse passirt, um zuerst in nördlicher und dann in nordöstlicher Richtung den Atlantischen Ocean zu durchziehen, wird sie auf unseren Karten gewöhnlich „Golfstrom" genannt. Dieser Ausdruck verbreitete sich, wie J. G. Kohl in seiner Geschichte des Golfstromes gezeigt hat, um die Mitte des vorigen Jahrhunderts und verdrängte nach und nach den älteren Namen „Floridastrom"; indessen dürfte es zweckmässig sein, den letzteren zu Gunsten einer schärferen Begrenzung des Begriffes Golfstrom wieder zu erneuern. Das Wort „Golfstrom" braucht nämlich, wie Carpenter[4]) mit Recht bemerkt, fast jeder Geograph in anderem Sinne. Petermann[5]) schlägt deshalb folgende Verwendung der beiden Ausdrücke vor, worin wir uns ihm gern anschliessen:

[1]) O. Krümmel, l. c. S. 29.
[2]) Zeitschrift für Allgemeine Erdkunde. Berlin 1854. Bd. III, S. 173.
[3]) Siehe Currents and Surface Temperatures etc. General Current Chart.
[4]) Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), p. 367.
[5]) Petermann's Mittheilungen 1870, S. 202.

Der Floridastrom ist die aus der Floridastrasse hervorbrechende Strömung, welche die amerikanische Küste entlang bis Cap Hatteras fliesst und dann, den Südrand der Neufundlandbank berührend, nach Osten zu ihren Weg nimmt, quer über den Atlantischen Ocean. Dieselbe erstreckt sich bis dahin, bis wohin die Wirkungen des Floridaapparats deutlich hervortreten, nämlich etwa bis zum 40. Grade w. L. v. Gr. [1]). Die in ihrer Verlängerung liegende Strömung, welche noch weiter nach Nordosten vordringt, ist nicht als ein Ausläufer des Floridastroms zu betrachten, sondern als eine Fortsetzung der Antillenströmung, welche etwa bis zum 40. Grad w. L. v. Gr. vom Floridastrom überdeckt wird und hier erst, nachdem dieser sein Ende erreicht hat, zur vollen und alleinigen Geltung gelangt. Dieses warme, nordostwärts sich bewegende Wasser östlich vom 40. Grad w. L. v. Gr. bezeichnen wir mit Petermann als „Golfstrom".

Dass das angedeutete Verhältniss zwischen Florida- und Golfstrom wirklich besteht, lehrt schon eine von Findlay angestellte Berechnung, welche zu dem Resultate führte, dass alles durch die Bemini-Engen ausströmende Wasser, wenn es im nordatlantischen Becken über die vom Golfstrom eingenommene Fläche ausgebreitet würde, höchstens eine Wasserschicht von 6 Zoll ($15^1/_4$ Centimeter) Dicke liefern würde. Namentlich aber wird die Richtigkeit der obigen Behauptung durch die am Bord des „Challenger" ermittelten Tiefseetemperaturen klar erwiesen. Es zeigte sich nämlich, dass der Floridastrom nur eine Tiefe von etwa 100 Faden habe und auf dem Meridian von Halifax ein Delta bilde [2]). Unter diesem zieht, wenn auch in langsamerem Tempo, eine im Vergleich zum Floridastrom zwar kühle, aber im Vergleich zu den Wassermassen der benachbarten Meerestheile warme Strömung nach Nordosten: die Fortsetzung der Antillenströmung und zugleich die wahre Quelle des in nördliche Breiten sich ergiessenden Golfstromes.

Ueber die Existenz des Floridastromes war bereits Anghiera im Anfang des 16. Jahrhunderts unterrichtet [3]). Amerikanische Fischer wussten jedenfalls schon im 16. und 17. Jahrhundert Genaueres über seinen Verlauf. Als Benjamin Franklin im Jahre 1770 in London verweilte, ergab sich aus einer Denkschrift, welche an das Cabinet gelangt war, dass bei den nordatlantischen Ueberfahrten die

[1]) Vgl. hierzu Taf. XII in Petermann's Mittheilungen 1870 (Isotherme von 20° R.).

[2]) H.M.S. Challenger. Reports of Capt. G. S. Nares. With abstract of soundings and diagrams of Ocean Temperature in North and South Atlantic Oceans. 1873. § 17, p. 7. Petermann's Mittheilungen 1874, S. 296 und Taf. XV, Querschnitt 1 und 2.

[3]) Anghiera, De rebus oceanicis et orbe novo. Bat. 1523. Dec. III. Lib. VI, p. 57.

amerikanischen Segelschiffe immer um 14 Tage früher in ihrer Heimath eintrafen als die britischen. Franklin erkundigte sich darüber bei einem Walfischfänger aus Nantucket, und dieser ertheilte ihm den einfachen Aufschluss, dass die amerikanischen Schiffer genau mit dem Floridastrom bekannt seien und ihn zu vermeiden wüssten, während die britischen Schiffe immer direct gegen den Strom segelten. Im Jahre 1775 liess sich Franklin von amerikanischen Seeleuten Karten des Floridastromes entwerfen, hielt sie jedoch aus politischen Gründen bis 1790 geheim. Als er dann das erste geographische Bild des Floridastromes veröffentlichte, wurde die Kenntniss desselben allgemein.

Der Floridastrom hat von seinem Austritt aus dem Busen von Mexico bis Cap Hatteras eine geringe Breite. In den Engen von Bemini beträgt dieselbe gegen 32 Seemeilen (8 geogr. Meilen) und östlich von Cap Hatteras 75 Seemeilen ($18^3/_4$ geogr. Meilen); doch wächst sie weiterhin bis zu mehr als 150 geogr. Meilen. In den „Narrows", d. i. in den Engen von Bemini ist der Floridastrom kaum 200 Faden tief; dazu verliert er nach Norden hin an Tiefe, was er an Breite gewinnt; seine Tiefe ist daher bei Cap Hatteras kaum grösser als 100 Faden. Die Geschwindigkeit des Ausflusses ist natürlich in den Bemini-Engen am bedeutendsten, und zwar ist das Jahresmittel der täglichen Geschwindigkeit gleich 48 engl. Meilen (12 geogr. Meilen); sie erreicht jedoch ein Maximum im Juli (73,6 engl. Meilen = 18,4 geogr. M.), ein Minimum aber im August (30 engl. Meilen = 7,5 geogr. M.)[1]). Bei Cap Hatteras vermindert sie sich um ein Viertel und weiterhin um mehr als die Hälfte. Diese Zahlen beziehen sich auf die Strömung an der Oberfläche; doch findet in der Tiefe eine Verzögerung der Wasserbewegung statt, so dass also der Mittelwerth derselben noch niedriger sein dürfte als 48 Seemeilen. Indem Croll[2]) für den Floridastrom eine Breite von 50 Seemeilen, eine Tiefe von 1000 engl. Fuss (167 Faden) und eine stündliche Geschwindigkeit von 4 Seemeilen (= 1 geogr. Meile) annimmt[3]), berechnet er, dass derselbe in der Stunde 5 575 680 Millionen Cubikfuss (engl.), am Tage also 133 816 320 Millionen Cubikfuss Wasser fortwälzt. Wird diese Wasser-

[1]) Carpenter in den Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), p. 401. Die für August wie für die meisten der übrigen Monate bis jetzt ermittelten Stromgeschwindigkeiten besitzen einen geringen Werth, weil sie nur auf wenige Beobachtungen sich stützen und ganz regellos variiren. Zuverlässiger, weil auf eine grössere Anzahl von Messungen gegründet, sind nur der März-, April- und Juliwerth (48,0, 49,7 und 73,6 Seemeilen in 24 Stunden). Vgl. die Stromkarten zu den Currents und Surface Temperatures etc.

[2]) Nach dem Philosophical Magazine, Fbr. 1870, p. 3 sq. in C. Wyville Thomson, The Depths of the Sea. 2nd ed. London 1874, p. 381.

[3]) Sowohl das erste als auch das dritte Mass ist sicher zu gross.

masse auf ihrer Wanderung nach Norden von einer Mitteltemperatur von 18° C. zu einer solchen von 4,5° C., also um 13,5° C. abgekühlt, so ist die gesammte Wärmemenge, welche an jedem Tage auf diese Weise polwärts getragen wird, gleich 154 959 300 000 000 Millionen Fusspfunden, ein ungeheurer Werth, selbst wenn derselbe um die Hälfte reducirt werden müsste.

Die Oberflächentemperaturen des Floridastromes sind im März am niedrigsten, im September am höchsten. Im März beobachtet man von den Beminiengen bis zur Breite von Tallahassee (Hauptort der Halbinsel Florida) 25° C., in der Breite von Cap Hatteras 23° C. und unter 40° n. Br. (60° w. L. v. Gr.) 19° C. Im September hingegen steigt die Temperatur in den Beminiengen bis auf 30° C., in der Breite von Cap Hatteras auf 29° C. und unter 40° n. Br. (60° w. L. v. Gr.) auf 26° C. Die rasche Temperaturabnahme nach unten ist ein Beweis dafür, dass der Floridastrom nur eine geringe Tiefe hat. So vermindert sich seine Temperatur zwischen Sandy Hook und den Bermudas-Inseln von der Oberfläche bis zu kaum 100 Faden Tiefe um 6° C. (im Mai von 24° C. bis zu 18° C.); in dieser Tiefe liegt an jener Stelle, wie uns ein Blick auf Tafel XV (Querschnitt 1) zu Petermann's Mittheilungen von 1874 lehrt, die untere Grenze des Floridastroms. In Tiefen von 600 bis 700 Faden sinkt die Temperatur an jener Stelle auf 4° C., in Tiefen von 1500 Faden auf 2,5° C. und am Meeresboden auf 1,6 bis 1,2° C. herab.

Da das Wasser des Floridastroms in Folge seiner hohen Temperaturen minder dicht ist als das des benachbarten Oceans, so erhält es sich dadurch an der Oberfläche; ja es erhebt sich sogar nach Maury's Ausdruck [1]) dachförmig über das Niveau des Oceans, so dass ein Boot stets östlich oder westlich treibt, je nachdem es über den östlichen oder westlichen Abhang des Floridastromes dahinzieht. Natürlich gilt dies nur von dem südwestlichen Theile des Stromes, nicht von dem nordöstlichen; denn weiter nach Nordosten, wo sich der Floridastrom, ein förmliches Delta bildend, in mehrere Arme theilt, verliert er nach und nach die Energie der Bewegung und daher zugleich die scharfe Begrenzung, sowie die dachförmige Wölbung. Auch tritt der scharfe Contrast zwischen der tief indigoblauen Farbe des Floridastromes und der grünen Farbe der benachbarten Meerestheile wohl nur entlang der Küste von Florida und Carolina an der Westseite des Stromes deutlich hervor, wo man nach Maury oft bemerken kann, wie sich die eine Hälfte eines Fahrzeuges im Floridastrom, die

[1]) Maury, Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. p. 39 sq.

andere im stromfreien Meere befindet (vgl. S. 7). Wenigstens dürfte das Vorkommen scharfer Grenzlinien zwischen blauem und grünem Wasser im höheren Norden zu den Seltenheiten gehören [1]).

Südöstlich von der Insel Neu-Fundland, etwa unter dem 40. Grad w. L. v. Gr., erreicht der Floridastrom sein Ende, und die Fortsetzung der Caraibischen Strömung, auf deren Rücken bis dahin der Floridastrom dahinfliesst, gelangt nun ausschliesslich zur Geltung. Wir bezeichnen dieselbe, wie bereits erwähnt wurde, mit dem Namen Golfstrom. Der Hauptarm desselben ergiesst sich zwischen Island einerseits, den schottischen Inseln und Skandinavien andrerseits in das nördliche Eismeer. Ein schwächerer Zweig dringt in die Davis-Strasse ein und erwärmt die Westküste Grönland's bis zum Smithsund, während ein anderer, etwas kräftigerer die Westküsten der iberischen Halbinsel trifft, sich hierauf als Nordafrikanische Strömung nach Süden wendet und bei den Capverde'schen Inseln in die nördliche Aequatorialströmung eintritt. Diese Ströme stellen also einen grossen Ring dar, der im Süden beständig von Ost nach West, im Norden von West nach Ost sich bewegt. Mitten in demselben liegt eine stille elliptische Fläche, das sogenannte Sargasso-Meer, welches, ungeheuren oceanischen Wiesen vergleichbar, weithin mit Fucus natans und anderen Seepflanzen bedeckt ist. Verwandeln die grossen Strömungen das Meer in ein lebendiges Gewässer, so ist jener träge Theil des Atlantischen Oceans einem Teiche ähnlich, der dem Pflanzenleben besonders günstige Bedingungen zu seiner Entwicklung gewährt.

Unter den genannten Meeresströmungen ist keine so wichtig als diejenige, welche die Westküsten Europa's bespült: der eigentliche Golfstrom. Er schenkt unserem Erdtheile die Vortheile eines Treibhauses, das durch warme Wasser geheizt wird. Ihm verdanken wir die Eislosigkeit der skandinavischen Westküsten, wie überhaupt das milde Klima Europa's, somit die überaus hohe Culturfähigkeit dieses Continents; er hat demnach auch einen wesentlichen Antheil an der hohen Entfaltung der europäischen Civilisation und ist also einer der bedeutungsvollsten Factoren unter den physikalischen Einflüssen, welche die Geschichte des Menschengeschlechtes bestimmt haben. Unzweifelhaft bildet er zugleich „den Stamm oder den Hauptfluss der ganzen nordatlantischen Bewegung“ [2]).

Nach der älteren Anschauung, die jedoch auch jetzt noch zahlreiche Vertreter hat, ist der Golfstrom an den Küsten von Schottland

[1]) Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig 1873. Bd. I, Abth. 1, S. 23 f.

[2]) Petermann in seinen Mittheilungen 1870, S. 202. Diese vorzügliche Arbeit (S. 201—244) bildet auch die Hauptquelle zu der folgenden Darstellung.

und Norwegen eine von den vorwaltenden Südwestwinden erzeugte Strömung von geringer Tiefe. Diese Ansicht ist jedoch zur Zeit mindestens insofern nicht mehr haltbar, als dem Golfstrome sicher eine beträchtliche Tiefe zuzuschreiben ist.

Völlig räthselhaft müsste es sonst erscheinen, wie eine blosse Oberflächenströmung im Stande sein sollte, so reiche Wärmeschätze nach dem hohen Norden zu führen; sind doch die Lufttemperaturen an den Nordwestküsten Europa's im Winter überall viel niedriger als die Wassertemperaturen[1])! Selbst unter Breiten (z. B. unter dem 70. Grad), wo die arktische Nacht während des ganzen Januars nicht weicht, wo in Asien und Amerika die Kälte das Quecksilber gefrieren lässt, bewahrt der Golfstrom dem Meere noch eine Temperatur von mehr als 3° C. (so bei Fruholm unter 71° 6′ n. Br. von $3^1/_4$° C.) und wird so zu einer reichen Wärmequelle für die Luft sowohl über dem Meere wie über den benachbarten Küstengebieten.

Vor allem aber ist durch zahlreiche neuere Temperaturmessungen, insbesondere durch die am Bord der „Porcupine“ vom 31. Mai bis 7. September 1869 ausgeführten, mit Sicherheit erwiesen, dass der Golfstrom zwischen Island und Spanien und ebenso unweit des Felsens Rockall westlich der Hebriden noch eine Mächtigkeit von 900 Faden besitzt. Zwischen den Färöern und den Shetland-Inseln beträgt dieselbe immer noch den dritten Theil der ganzen Meerestiefe von 640 Faden, nämlich 200 Faden[2]). Hier kann also durchaus von keiner Oberflächenströmung die Rede sein; es ist vielmehr die Annahme eines tiefen und mächtigen warmen Stromes in hohem Grade befestigt. In Uebereinstimmung mit dem Obigen fanden Payer und Weyprecht in der nordöstlichen Erstreckung des Golfstromes unter $72^1/_2$° n. Br. die Schicht warmen Wassers bis zu 50 Faden Tiefe reichend und selbst in 77° n. Br. noch immer mehr als 8 Faden mächtig[3]). Nur eine so kräftige, tief hinab reichende Strömung vermag ganz Europa bis zum Eismeere mit einer weiten warmen Wassermasse, einer permanenten Warmwasserleitung zu umhüllen, „ohne welche England und Deutschland ein zweites Labrador, Skandinavien und Russland ein zweites unter Gletschern begrabenes Grönland sein würden“.

James Croll hat berechnet[4]), dass der Golfstrom soviel Wärme dem Norden liefert, als 3 121 870 engl. Quadratmeilen ($21^1/_4$ e. Q.-M. = 1 d. Q.-M.) am Aequator von der Sonne empfangen, und diese

[1]) Vgl. hierzu Petermann's Mittheilungen 1870, Taf. XIII.
[2]) Petermann's Mittheilungen 1870, S. 236.
[3]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 134 f.
[4]) Nach James Croll („On Ocean Currents“, Philosophical Magazine, Febr. 1870, p. 3 sq.) in Petermann's Mittheilungen 1870, S. 241.

Wärmemenge übersteigt nach ihm die Summe der Wärme, welche durch sämmtliche heisse Windströmungen vom ganzen Aequator dem Nord- und Südpolargebiet zugeführt wird.

Wie bedeutend die vom Golfstrom bewegte warme Wassermasse ist, geht auch daraus hervor, dass er niemals Eisbergen gestattet, bis an die Küsten Europa's vorzudringen. Während in den antarktischen Meeren das Polareis überall mindestens bis zum 57. Breitengrade treibt, an den meisten Stellen sogar bis zum 50. und 40., ja an einigen bis zum 35. (Breite von Marokko), gelangt auch nicht die kleinste Scholle an die europäischen Küsten. An drei verschiedenen Stellen sucht sich der Polarstrom den Eintritt in den Golfstrom zu erzwingen: nämlich östlich von Neu-Fundland von Nordwesten, sodann westlich von Island von Norden und endlich bei der Bären-Insel (südlich von Spitzbergen) von Nordosten. In den beiden ersten Fällen wird der Golfstrom durch den Stoss der beiden Ströme nach Südosten abgedrängt; doch tauchen diese hierauf unter seine warmen Wasser hinab. Im dritten Falle fliesst der Polarstrom sogar stellenweise über den Golfstrom hinweg und spaltet ihn in mehrere Theile, von denen der westliche die Westküsten Spitzbergen's bespült und etwa bis zum 82. Grad nach Norden reicht, während der Hauptarm am Nordcap vorüberzieht und, nachdem er einen schwächeren Seitenarm in die Kara-See gesandt hat, nicht bloss die Westküste von Nowaja Semlja umfluthet, sondern sogar im Norden von Sibirien seinen Weg bis Neu-Sibirien, ja vielleicht, wenn auch nur als schwache Drift, bis zur Berings-Strasse fortsetzt.

Dieser erst in dem letzten Jahrzehnt befestigten Anschauung stand von jeher der alte Wahn gegenüber, dass sich eine constante Eisbarrière von Spitzbergen nach Nowaja Semlja hinüberziehe und die Kara-See zu jeder Zeit mit ungeheuren Eismassen erfüllt sei. Von den älteren Seefahrern ist es nur dem Entdecker Spitzbergen's, Willem Barent[1]), im Jahre 1594 geglückt, ganz Nowaja Semlja zu umsegeln. Im Jahre 1596 kam er nochmals um das Grosse Eiscap an der Nordostspitze herum, wurde aber im Eishafen (fast an der Nordostspitze) vom Eise eingeschlossen und zur Ueberwinterung genöthigt. Da sein Fahrzeug nächstes Frühjahr nicht eisfrei wurde, benützte er mit seinen Gefährten ein offenes Boot zur Heimkehr, starb aber unterwegs und wurde an der Nordküste von Nowaja Semlja beerdigt. Im Jahre 1736 gingen Maluigin und Skuratow von Archangel ab, gelangten in die Kara-See und an den Kara-Fluss, wo sie über-

[1]) Man sieht sehr häufig, insbesondere in englischen Werken, die Form Barents, weil im Holländischen Barentsz. geschrieben wird. Allein Barentsz. steht als Abkürzung für Barentszoon, d. i. Barent's Sohn. Es ist daher nur die Form Barentszoon oder Barent zu rechtfertigen.

winterten. Im nächsten Jahre drangen sie weiter vor, umschifften das Samojedenland und liefen in den Ob ein. Dies ist die einzige ältere Fahrt, die wir kennen, auf welcher der Ob von Westen her erreicht worden ist. Umschifft wurde Nowaja Semlja im Jahre 1760 noch von dem Russen Loschkin, der zwei Winter und drei Sommer ausblieb, ohne dass Näheres über seine Fahrt bekannt geworden wäre. Von dieser Zeit an waren alle auf Erforschung des Karischen Meeres ausgehende Expeditionen fruchtlos, und es wurde die Ansicht herrschend, dass die Kara-See unbeschiffbar sei. Karl v. Baer erklärte sie für den „Eiskeller" Sibirien's, da alles Eis der grossen Flüsse Ob und Jenissei von den Strömungen in sie hineingetrieben werde und, weil die Karische Pforte zu eng sei, keinen Ausweg finde.

Seit 1869, seit der kühnen Fahrt des norwegischen Capitän Johansen[1]), sind diese Anschauungen nicht mehr haltbar. Johansen passirte mit seinem Segelboot nicht bloss Cap Nassau, welches Admiral Lütke, gehindert durch gewaltige Eismassen, auf seinen vier Nordostfahrten (1821—24) niemals zu erreichen vermochte, sondern führte auch (im Juli und August) einen vollständigen Periplus der Kara-See aus, wobei er nur selten Eis gewahr wurde. Schon im Jahre 1870 konnten auch andere norwegische Capitäne bezeugen, dass das Eis im Hochsommer fast aus dem ganzen Bereich des Karischen Meeres verschwindet und dass in den Monaten Juni bis October vereinzelte Treibeismassen die Schiffbarkeit desselben wenig beeinträchtigen. Der grösste Theil des Karischen Meeres ist bei einer Oberflächentemperatur von 3 bis mehr als 6 ° C. im September und October sogar gänzlich eisfrei. Auch ist erwiesen, dass im Sommer zwischen 70 und 74 ° n. Br. eine warme Meeresströmung an die Westküste von Nowaja Semlja heranfluthet, welche eine Temperatur von $7^1/_2$, ja bisweilen selbst von $12^1/_2$ ° C. hat[2]). F. C. Mack fuhr im Jahre 1871 sogar aus dem Karischen Meere bis 77 ° n. Br. (unter 78 ° ö. L. v. Gr.) empor in das Sibirische Eismeer, ohne auf Eis zu stossen[3]); wir haben hier also durchweg im Sommer ein offenes Meer. Nordenskiöld's Fahrten von 1875, 1876 und 1878 haben diese neueren Erkenntnisse durchaus bestätigt[4]).

Ebenso darf behauptet werden, dass auch nördlich von ganz Sibirien ein weites Meeresgebiet während eines grossen Theils des Jahres vom Eise entblösst ist. Schon Hedenström sah im Jahre 1810 im Norden der neusibirischen Inseln ein offenes Meer, in welchem Lieute-

[1]) Nicht „Johannesen". Vgl. Petermann's Mittheilungen 1879, S. 57.
[2]) Behm, Geographisches Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 383 f.
[3]) Petermann's Mittheilungen 1872, Taf. XIX.
[4]) Petermann's Mittheilungen 1876, S. 442 f.; 1878, S. 433.

nant v. Anjou im Jahre 1823 sogar Fluth und Ebbe beobachtete. Dasselbe erstreckt sich nach späteren Ermittelungen vom Taimyr-Fluss im Westen bis zum Cap Jakan im Osten (in gerader Linie 350 geogr. Meilen weit) und vom 70. bis 76. Grad n. Br. Lieutenant Ferd. v. Wrangell[1]) berichtet uns, dass hier das Nordmeer fast stets offen sei und selbst in den kälteren Monaten nur wenig von Treibeis heimgesucht werde; er selbst ging in drei auf einander folgenden Jahren, 1822, 1823 und 1824, östlich von den Baranow-Klippen unter drei verschiedenen Mittagskreisen mit Schlitten im März und April über das Eismeer, bis er den Rand der östlichen Polynja erreichte. Seit Ferd. v. Wrangell's Reisen ist die Existenz der Polynja von verschiedenen Polarfahrern und erst neuerdings wieder durch Nordenskiöld's ruhmreiche Fahrt in das nordsibirische Meer bestätigt worden. Die Thatsache aber, dass nördlich von Sibirien ein im wesentlichen eisfreies Meer sich ausbreitet, muss um so mehr überraschen, als dasselbe gerade nördlich von der kältesten Region der ganzen Erde liegt. Besonderes Gewicht müssen wir darauf legen, dass jenes eisfreie Gebiet „kein blosses Wasserloch, keine Wake ist, wie man sie zu benennen beliebt hat, sondern ein ausgedehntes offenes Meer, von welchem wir allerdings noch nicht viel wissen, aber dennoch so viel mit Bestimmtheit, dass dies weite offene Meer stets, Sommer und Winter und in jedem Jahre an derselben Stelle gefunden wird. Im ganzen paläokrystischen Meere giebt es etwas Derartiges nicht. Die einzige ähnliche Erscheinung, wenn auch in sehr kleinem Massstabe, ist der sehr geringe und schwache schmale Streifen warmer Strömung, die vom Atlantischen Ocean aus an der Westküste Grönland's entlang über Melville-Bay hinaus bis Port Foulke sich erstreckt; . . . aber die sibirische Polynja scheint in jeder Beziehung von viel grossartigeren Dimensionen und Charakter zu sein“ [2]). In alledem erkennen wir unzweifelhaft die Wirkungen einer ansehnlichen Wärmequelle, die in solchem Falle kaum in etwas anderem als in einer warmen, von West her kommenden Strömung gesucht werden darf.

Zur Lösung dieses Problems hat man mit Recht dem Treibholz des nördlichen Eismeeres eine grössere Aufmerksamkeit gewidmet. Ausserordentlich häufig gelangt dasselbe an die West- und Nordküste von Island, sowie an die norwegischen Küsten. Die vollständigste Zusammenstellung aller amerikanischen Gewächse, von denen erkennbare Samen und Früchte an die norwegische Küste gespült werden, ver-

[1]) Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere in den Jahren 1820 bis 1824. Berlin 1839. Bd. II, S. 352 ff.

[2]) Petermann in seinen Mittheilungen 1877, S. 26 f.

danken wir Schübeler[1]). Seine Liste enthält folgende Arten: Entada gigalobium, Cassia fistula, Guilandina Bonduc, Mucuna (urens), Anacardium occidentale, Lagenaria vulgaris, Nüsse einer Palme (wahrscheinlich von Attalea funifera), Holzzweige von Juniperus virginiana und die Alge Sphaerococcus cartilagineus. Offenbar werden diese Pflanzen durch den Golfstrom so weit nach Norden geführt. Aber noch in viel höhere Breiten verirren sich diese Zeugen warmer atlantischer Strömungen. Mittelamerikanische Mimosen gehen bis zur Disco-Insel (an der Westküste Grönland's unter 70° n. Br.); ein Mahagoni-Block, welcher ebenfalls vom Meere an die dortigen Küsten getrieben wurde, war so gross, dass sich der dänische Gouverneur in Holsteinborg (Grönland) einen Tisch aus demselben machen lassen konnte[2]).

Höchst bedeutsam ist die Vertheilung des Treibholzes an den Küsten von Spitzbergen. Es findet sich nur selten an den westlichen, sondern meist an den nördlichen, nordöstlichen und östlichen Gestaden, am reichlichsten am Nordostlande und an den Sieben Inseln. Ein Theil davon besteht aus Flosshölzern von den Lofoten, ist also norwegischer Abkunft; hingegen entdeckte Torell bei Shoal Point (das westlichste Cap des Nordostlandes) unter den Treibproducten eine wohlerhaltene Bohne von Entada gigalobium, eine westindische Hülsenfrucht. Bis zu diesem wichtigen Funde war es noch erlaubt, daran zu zweifeln, dass die warme Strömung längs der West- und Nordküste von Spitzbergen, die eine tiefe Gasse bis über den 80. Breitengrad in den Eismantel des Nordpols hineinleckt, wirklich aus den westindischen Gewässern stamme. Jene Bohne aber ist das beste Zeugniss dafür, dass der wahrhaftige Golfstrom dem Nordpol sich bis auf zehn geographische Grade nähert[3]). Vielleicht rühren die Stücke Bimsstein, welche unter dem Spitzbergen'schen Treibholz vorkommen, von einem antillischen oder mittelamerikanischen Vulcan her; denn einer Seefahrt isländischen Bimssteins sind die Strömungen nicht günstig.

Das massenhafte Auftreten der Treibproducte an der Nordostseite Spitzbergen's hatte schon früher auf den Gedanken geleitet, dass sich hier ein Polarstrom mit einem Aequatorialstrom trifft; sammelt sich doch auch das Treibeis immer mit besonderer Vorliebe an solchen Stellen, an denen sich zwei derartige Strömungen begegnen! Jene Annahme gewann an Glaubwürdigkeit, seitdem man beobachtete, dass sich ostwärts nur bis zu Cap Wrede, einem der nordöstlichsten Caps Spitzbergen's, norwegische Schiffergeräthschaften vorfanden, während

[1]) Die Pflanzenwelt Norwegen's. Christiania 1873. S. 31.

[2]) Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), S. 374.

[3]) O. Torell und A. E. Nordenskiöld, Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland. S. 171.

es doch weiter nach Osten und Süden durchaus nicht an Treibholz fehlte. Bereits im Jahre 1852 sprach daher Petermann die Vermuthung aus, dass der Golfstrom nicht mehr an diese Küsten gelangt, dass sie dagegen von dem Treibholz der sibirischen Flüsse erreicht werden. Nun haben die Schweden von dieser Stelle Treibholz mit heimgebracht; dasselbe wurde von J. G. Agardh genau untersucht, und es hat sich mit unbestreitbarer Gewissheit ergeben, dass es vorzugsweise der sibirischen Larix angehört. Hieraus aber geht hervor, dass im Norden von Sibirien und im Osten von Spitzbergen das Meer im Sommer offen sein muss, damit das Treibholz, welches aus dem Ob, Jenissei oder der Lena in's Eismeer getragen wird, nach Spitzbergen seinen Weg nehmen kann [1]). Wir erkennen hieraus die Existenz eines Polarstroms nördlich von Sibirien, zugleich aber auch die unzweifelhaften Spuren einer warmen Strömung, welche hier ein hochnordisches Meeresgebiet offen hält.

Gestehen wir nach alledem dem Golfstrom eine grosse Machtsphäre zu, so geschieht dies doch nur unter der folgenden wichtigen Einschränkung. Wie nämlich der Golfstrom innerhalb eines Jahres seine Temperaturen wechselt, so ändert er auch in gleichem Schritte hiermit, namentlich im hohen Norden, sein Verbreitungsgebiet. Der Golfstrom bewegt sich wimpelartig; er erhebt sich im Sommer zu höheren und senkt sich im Winter zu niederen Breiten herab. Im Winter scheint er nicht mehr bis nach Spitzbergen vorzudringen, was W. v. Freeden [2]) mit Recht daraus schliesst, dass bei Cap Lookout (Südspitze von Spitzbergen) die mittleren Monatstemperaturen für November -10^{0} C., für December -15^{0} C., für Januar $-13\frac{3}{4}^{0}$ C. sind; sie alle sind zu niedrig, als dass in westlicher Nähe noch die See mit warmem Golfwasser überfluthet sein könnte, während doch auf der weiter südwärts gelegenen Bären-Insel noch um Weihnachten im Freien gearbeitet werden kann, in Hammerfest an der norwegischen Küste ein Winter herrscht wie in St. Johns auf Neu-Fundland, welches auf demselben Breitenkreise wie Paris und Wien und um 20^{0} südlicher liegt als Hammerfest. Die mittlere Januartemperatur des letzteren Platzes ist sogar so hoch wie die von Halifax, welches dieselbe nördliche Breite hat wie Genua. Im Winter gelangt also das Golfwasser nicht mehr bis Spitzbergen, sondern kaum bis zur Bären-Insel. Auch erreicht der nach Ost gerichtete Arm nicht mehr mit wesentlich höherer Temperatur das Sibirische Meer, sondern erstirbt in der Mitte des Weges zwischen

[1]) Treibhölzer aus Sibirien, insbesondere Larix sibirica, Picea obovata, Alnus incana und Populus tremula, sind sogar an der Ostküste Grönland's ziemlich häufig.

[2]) Petermann's Mittheilungen 1869, S. 209.

dem europäischen Nordcap und Nowaja Semlja. Ein Blick auf Petermann's Karten Nr. XII und XIII in den Mittheilungen von 1870 (der Golfstrom im Juli und im Januar) lässt uns diesen Wechsel sofort erkennen. Im Juli wie Januar repräsentirt etwa die Isotherme von 2^0 R. ($2^1/_2{}^0$ C.) die Polargrenze des Golfstromes. Während nun dieselbe im Sommer an der Westseite von Spitzbergen um ein Beträchtliches den 80. Breitengrad überschreitet und auch zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja einen Arm nach Nordosten tief in das nördliche Eismeer hineinsendet, erhebt sie sich im Winter an den isländischen Küsten nur bis Reykjavik, zwischen Spitzbergen und dem Nordcap kaum bis zur Bären-Insel ($74^1/_2{}^0$ n. Br.), und im Nordosten endet sie bereits in der Mitte des Weges zwischen dem Nordcap und Nowaja Semlja.

Die erwähnten beiden Bilder des Golfstromes zeigen übrigens auch noch einen anderen scharf ausgeprägten Gegensatz. Auf der Julikarte greifen wir gleichsam mit Händen den kalten Eisstrom, der an der Küste von Labrador seine Eisberge hinabfluthet und wie ein Keil oder fingerartig selbst über Neu-Fundland hinaus in den Golfstrom einbricht. Ebenso deutlich treten uns die kalten Ströme entgegen, welche an der Ostküste Grönland's und Spitzbergen's herabziehen und dem Golfstrom in die Flanke fallen. Im Winter ist dieser Stoss, wie der kaum gestörte Lauf der Isothermen bekundet, viel weniger kräftig als im Sommer, was darin seinen Grund hat, dass sich dann das Polareis an den arktischen Küsten und Inseln mehr oder weniger festsetzt und daher nicht so weit nach Süden treibt, weshalb der Golfstrom an den genannten Stellen im Winter sich viel mächtiger zu entfalten vermag als im Sommer. Den schlagendsten Beweis dafür, dass die Polarströme in der That im Winter ihre Eismassen im hohen Norden zurückhalten, liefert z. B. die Karte des Treibeises bei Neu-Fundland von W. C. Redfield, aus Beobachtungen in den Jahren 1832 bis 1844 zusammengestellt[1]). Unter 100 darauf verzeichneten Befunden kamen 87 auf die Monate April, Mai, Juni, Juli, von den übrigen 13 auf den März 7, auf den August 3, auf den Februar 2 und auf den Januar 1, gar keine aber auf die Monate September, October, November, December. Im Winter verschwindet demnach hier das Treibeis fast gänzlich.

Wie schon mehrfach angedeutet, sind es drei arktische Strömungen, welche mit dem Golfstrom unablässig um die Herrschaft ringen: die Labradorströmung, die durch die Baffin-Bay und Davis-Strasse

[1]) Zeitschrift für allgemeine Erdkunde. Berlin 1859. Neue Folge. Bd. VI, Tafel II.

ihren Weg nimmt und bei Neu-Fundland gegen den Golfstrom einbricht, die Ostgrönländische, welche am Ostrande Grönland's vorüber führt, und der Bären-Insel-Strom, der die Ostküste Spitzbergen's umfluthet und zwischen den Südhörnern dieser Inselgruppe und der Bären-Insel nach Südwest vordringt. Von diesen drei Strömungen hat die letztere die geringste Wichtigkeit; es sind also im wesentlichen die beiden ersteren, auf deren Rücken das Polareis nach dem Süden transportirt wird. Doch wäre es ein Irrthum zu glauben, dass das alljährlich durch die Polarströme verfrachtete Eis die Gesammtheit des in dem nördlichen Polarbecken vorhandenen Eises sei. Vielmehr ist es nur ein kleiner Theil desselben, was C. Börgen[1]) durch folgende Rechnung klar erwiesen hat.

Das nördliche Polarbecken (nach Börgen der Raum innerhalb des 70. Grades n. Br.) umfasst nach Abzug der bekannten Ländermassen und einer Fläche von 39 000 geogr. Quadratmeilen, welche das Gebiet der in das Polarbecken sich ergiessenden warmen Strömungen repräsentiren, noch ein Areal von 196 200 geogr. Quadratmeilen. Die Breite der Labrador- und Ostgrönländischen Strömung beträgt etwa 600 Seemeilen (= 150 geogr. Meilen) und ihre tägliche Driftgeschwindigkeit c. 4 Seemeilen. Ferner wurde angenommen, dass die Sommerwärme (= 1,5 ° R. oder 1,875 ° C., eine offenbar zu hohe Temperatur) im Stande sei, eine 0,54 Meter mächtige Schicht Eis zu schmelzen, und dass sich im Winter eine solche von 2 Meter Dicke bilde. Endlich setzt Börgen voraus, dass die Strömung nur $^2/_5$ Jahr (beinahe 5 Monate) dauert, weil sich die in den Wintermonaten durch Strömung frei gewordenen Flächen sofort wieder mit Eis überziehen, und dass $^1/_8$ der Eisfläche durch die zerstörenden Wirkungen der Stürme vom Eise befreit werde. Das Ergebniss dieser Rechnung ist, dass im Sommer ein Areal von 65 000 Quadratmeilen (7 mal so gross als das Deutsche Reich) sich seiner Eisdecke ganz oder wenigstens grösstentheils entledigt, dass aber immer noch $^2/_3$ des Polarmeeres seine Eishülle bewahrt. Börgen erklärt daher ein offenes, schiffbares Polarmeer für ein Ding, das dem Reiche der Phantasie angehört.

Die mächtigen Eismassen, welche die Polarmeere alljährlich nach Süden senden, sind übrigens doppelten Ursprunges. Da, wo sich der polare Eismantel mit dem offenen Meere berührt, arbeitet der Wellenschlag ununterbrochen, die Eiskante zu zertrümmern. Die so entstandenen Schollen sind also oceanischen Ursprunges. Doch ist hierbei zu bemerken, dass dieselben kein Seesalz enthalten; vielmehr

[1]) Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig 1874. Bd. I, Abth. 2, S. 629 ff. und Bd. II, Abth. 4, S. 684 ff.

scheidet sich beim Erstarren das Salz aus. Dasselbe bleibt also im ungefrorenen Wasser zurück und verzögert so den Process des Gefrierens nach unten. Andere Eisberge, welche im Ocean umherirren, stammen von den Gletschern des Festlandes, haben also von Haus aus nichts mit dem Ocean zu schaffen. Eine Brutstätte derartiger Eismassen ist insbesondere die Westküste Grönland's. Mächtige Gletscher steigen hier bis zur Küste herab und erfüllen die tiefen Fjorde mit Gletschereis. Sobald der Sommer beginnt, werden diejenigen Theile der Gletscher, welche in das Meer hineinragen, von den Wellen untergraben und stürzen mit furchtbarem Getöse hinab, in dem schäumenden Wasser sich schaukelnd, bis sie das Gleichgewicht gewinnen, worauf sie, von Winden und Strömungen getrieben, meist südwärts wandern. Nur selten stellen die Eisschollen ebene Eisflächen dar; vielmehr werden sie durch Wellenschlag und Sturm häufig so zusammengestaut, dass sehr oft eine vorher glatt verlaufende Eisdecke zu einem chaotischen Trümmerhaufen sich umgestaltet.

In einzelnen Fällen haben die Eisberge einen Umfang von mehreren engl. Meilen; auch ist ihre Stärke nicht selten eine ausserordentlich bedeutende. Da die Eisberge oft 30, ja selbst 60 bis 90 Meter über den Meeresspiegel sich erheben [1]), das Gewicht des Eises aber zu dem des Seewassers sich wie 8 : 9 verhält, so ergiebt sich nach einem bekannten hydrostatischen Gesetze, dass sie bis zu Tiefen von 240, ja 480 bis 720 Metern unter die Meeresfläche hinabreichen. Nur aus der ansehnlichen Mächtigkeit der Eismassen lässt es sich erklären, dass sich dieselben öfter trotz Widerstand leistender Winde und Meeresströmungen nach Süden bewegen. Sie reichen dann sicher mit ihrem Fusse in den kalten polaren Strom hinab, der den Eisberg mit sich führt und ihn so kräftig vorwärts drängt, dass er gegen den Wind und gegen eine widrige Oberflächenströmung noch mit Allgewalt gleichmässig fortschreiten und sich wie ein Pflug durch die dünnen Packeismassen einen Weg bahnen kann.

Die Grenze dieser Treibeismassen liegt nicht in allen Jahreszeiten an gleicher Stelle; sie oscillirt vielmehr in derselben Weise wie die kalten Strömungen. So läuft die Ostgrenze des Polareises, welches die Ostgrönländische Strömung südwärts trägt, im Frühjahr etwa von der Mitte Island's über Jan Mayen nach dem Südende Spitzbergen's; hingegen rückt diese grosse Eiskante, offenbar in Folge kräftigerer Entfaltung des Golfstromes, im Sommer viel näher an die grönländische Küste heran und streicht etwa in der Richtung vom Westende Island's nach dem Nordende Spitzbergen's [2]).

[1]) Gilbert's Annalen, Bd. LXII (1819), S. 146 ff.

[2]) Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Bd. I, Abth. 1, S. 34 f. Petermann's Mittheilungen 1877, Taf. X.

Wie so viele meteorologische Processe ganz eigenthümliche, in ihren eigentlichen Ursachen für uns unergründbare Schwankungen zeigen, so auch die Entwicklung der arktischen Eisströme. In einzelnen Jahren findet nämlich, offenbar in Folge grösserer sommerlicher Wärme in den Polarräumen, ein besonders starker Eisgang statt. So hatte Grönland in den Jahren 1816 und 1817 aussergewöhnlich heisse Sommer; es wurden daher Buchten und Küstenstrecken eisfrei, die seit Menschengedenken niemals vom Eise entblösst waren. Da gleichzeitig auch in der Davis-Strasse gewaltige Eismassen südwärts zogen, so gelang es damals dem Engländer John Barrow, seine Landsleute zu neuen kühnen Fahrten nach der nordwestlichen Pforte Amerika's zu begeistern. Wohl fünf Jahre lang besass die Eisbewegung so grossartige Dimensionen. Damals geschah es auch, dass ansehnliche Eisberge, durch Winde oder untere Strömungen getrieben, in welche sie mit ihrem Fusse hinabreichten, den Floridastrom überschritten. Bemerkenswerth sind besonders die Berichte der Zeitungen in Havana vom Juli 1818, in welchen es hiess: „Seit mehreren Monaten haben wir in den westindischen Gewässern ein grosses Naturwunder. Ungeheure Massen Eises, die seit 2 bis 3 Jahren in dem Atlantischen Ocean ungewöhnlich häufig waren, $^1/_2$ bis $^3/_4$ Meilen im Umfang, 60 bis 90 Meter über den Spiegel des Meeres emporragend, sind nun auch zum ersten Male an unseren Küsten erschienen“ [1]).

Hervorgehoben zu werden verdient noch, dass bei Cap Farewell (an der Südspitze Grönland's) die Ostgrönländische Strömung in die Davis-Strasse einbiegt und unter 62 und 63° n. Br. quer über die Davis-Strasse ihren Weg nimmt, um sich am Westufer derselben mit der aus der Baffin-Bay kommenden Labrador-Strömung zu vereinigen. So wandern die ungeheuren Eismassen zweier bedeutenden polaren Strömungen gemeinsam nach Süden, ungefähr bis zum 45. Grad n. Br. Hier treffen sie auf den Floridastrom und werden von dessen warmen Wassern geschmolzen. Zugleich sinken die von den Eisbergen getragenen Erd- und Steinmassen zu Boden (natürlich sind hierbei nur diejenigen Eisberge betheiligt, welche Gletscherfragmente sind), so dass die Bank von Neu-Fundland eine grönländische Schuttablagerung genannt werden darf. Daher bezeichnen Untiefen die Berührungsstelle der beiden verschieden temperirten Strömungen. Die schmackhaften Fische der arktischen Gewässer gehen nur bis hierher nach Süden; sie scheuen vor dem warmen Floridastrom wie vor einer Flammen-

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 252.

barrière zurück, weshalb sie auf der Bank von Neu-Fundland in so reicher Menge gefangen werden.

Uebrigens endet hier die kalte Labradorströmung nicht völlig; vielmehr bewegt sich ein schmaler Arm, der „Cold Wall“ der Amerikaner, zwischen dem Floridastrom und der Ostküste der Vereinigten Staaten weiter nach Südwesten, während ein anderer Theil ihres Wassers unter den Floridastrom hinabtaucht.

Im Vergleich zu den Strömungen des nordatlantischen Beckens sind die der übrigen oceanischen Gebiete zur Zeit nur wenig bekannt. Wir begnügen uns daher hinsichtlich der letzteren mit einer gedrängten Darstellung.

Die südliche Aequatorialströmung theilt sich, wie bereits oben erwähnt worden ist, an der Ostküste Südamerika's, bei Cap San Roque, in zwei Arme, von denen der eine die Nordostküste Brasilien's begleitet und hierauf in das Caraibische Meer eindringt, während der andere nach Südwesten seinen Weg nimmt und als Brasilianischer Strom der Ostküste Südamerika's folgt. Ein schwächerer Zweig desselben beharrt in dieser Richtung nicht bloss bis zur Südspitze des südamerikanischen Continents, sondern ergiesst sich sogar, zwischen der patagonischen Küste und den Falklandsinseln eine Schwenkung nach Südost vollziehend, in die antarktischen Meeresgebiete. Der Hauptttheil der Brasilianischen Strömung hingegen biegt etwa unter 35 ° s. Br. nach Osten um und durchschreitet als Südatlantischer Verbindungsstrom den Atlantischen Ocean, um sich hierauf an der Südspitze von Afrika als Benguela-Strom wieder nach Norden zu wenden. Ist der Brasilianische Strom, wie ein Blick auf die Karten der Meeresisothermen (Fig. 4 und 5) lehrt, als ein entschieden warmer Strom zu bezeichnen, so gilt der Benguela-Strom mit gleichem Rechte als ein kalter; denn er veranlasst in demselben Masse eine Wölbung der Isothermen nach Norden, wie der Brasilianische Strom nach Süden. Der Benguela-Strom ist übrigens nicht eine einfache Fortsetzung der südatlantischen Verbindungsströmung; vielmehr empfängt er seine kalten Wasser zum grössten Theil aus der antarktischen Driftströmung, mit welcher er sich im Südwesten des Caplandes vereinigt. Der Benguela-Strom verlässt die Küsten Afrika's erst bei Cap Lopez, wo er in die südliche Aequatorialströmung eintritt.

Demnach findet im südatlantischen Becken ein ähnlicher Kreislauf des Wassers statt wie im nordatlantischen. Nur bewegen sich die Strömungen beider nicht in gleichem Sinne. In diesem entsprechen sie dem Gang eines Uhrzeigers; in jenem ist ihre Richtung gerade die umgekehrte.

2. Die Strömungen des Stillen Oceans. Wie im atlantischen Becken, so begegnen wir auch hier zwei Aequatorialströmen, welche von Ost nach West ziehen, und einer zwischen beide keilartig eingeschalteten äquatorialen Gegenströmung, die wir recht gut mit der Guinea-Strömung vergleichen können. Auch erscheinen sie sämmtlich wie im Atlantischen Ocean beträchtlich nach Norden verschoben; denn die nördliche Aequatorialströmung erfüllt ungefähr den Raum zwischen dem Wendekreis des Krebses und dem 8. Grad n. Br., während die südliche mit ihrem Nordrande bis zum 5. Grad n. Br. nach Norden rückt. Der Südrand der letzteren liegt, wenigstens in der östlichen Hälfte des Oceans, unter dem 20. Grad s. Br.; es ist demnach die südpacifische Aequatorialströmung der nördlichen an Breite bedeutend überlegen. Die äquatoriale Gegenströmung gehört, wie im Atlantischen Ocean, ganz der nördlichen Hemisphäre an.

Die nördliche Aequatorialströmung wendet sich, an den Küsten der Philippinen und Formosa's angelangt, nach Nordosten, und so entsteht die wichtigste aller pacifischen Strömungen: der Kuro Siwo, d. h. der Schwarze Strom (von den Japanesen so genannt wegen seiner tief dunkelblauen Farbe, die sich auffallend von der des übrigen Meerwassers unterscheidet). In ein enges Bette gebannt und zwischen scharf begrenzten Ufern geht er raschen Laufes im Osten von Formosa vorüber. Hierauf erweitert er sich, die Liu-Kiu-Inseln umhüllend, fächerartig und bespült, beständig nach Nordost gerichtet, die Ostküsten von Japan. Einen Seitenarm sendet er (wenigstens im Sommer) durch die Broughton- und Krusenstern-Strasse in das Japanische Meer; doch gelingt es demselben, diesem Meere durch die Tsugaru- und La-Perouse-Strasse zu entweichen und sich wieder mit dem Hauptarme zu vereinigen. Oestlich von Japan legt dieser täglich einen Weg von 32 Seemeilen (= 8 geogr. Meilen) zurück und gewinnt zugleich eine Breite von mehr als 400 Seemeilen (= 100 geogr. Meilen). Auch fernerhin wächst er nach Nordosten hin mehr und mehr an Breite, nimmt aber an Tiefe wie an Schnelligkeit ab. Etwa unter dem 50. Grad n. Br. trifft der Kuro Siwo auf eine aus dem Berings-Meere kommende kalte Strömung. Sie ist bei weitem nicht so mächtig wie die Labrador-Strömung des Atlantischen Oceans, da ja die seichte Berings-Strasse nur einen äusserst beschränkten Zufluss arktischen Wassers gestattet; auch bringt sie nur selten Treibeis bis an jene Berührungsstelle herab. Und doch veranlasst dieser Einbruch der arktischen Strömung nicht bloss permanente und dichte Nebel, sondern hat auch eine Theilung des Stromes in mehrere Arme zur Folge. Der eine derselben, der Kamtschatka-Strom, fliesst an der Ostseite der Halbinsel Kamtschatka vorüber, um sich durch die Berings-Strasse in das nördliche Eismeer

zu ergiessen; wahrscheinlich wendet er sich dann nach der amerikanischen Nordküste, wofür nicht bloss theoretische Gründe sprechen, sondern auch die Thatsache, dass sich dort häufig angeschwemmtes Holz vorfindet, welches an der benachbarten asiatischen Küste sehr selten ist. Bei der Laurenz-Insel (südlich der Berings-Strasse) zweigt sich von der Kamtschatka-Strömung wieder ein kleiner Seitenarm nach Osten ab, biegt dann nach Süden und Südwesten um und führt den Bewohnern der baumlosen Aleuten das Material zu ihren Fischer- und Hausgeräthen zu. Der Hauptarm des Kuro Siwo aber schreitet, den weiten Raum zwischen dem 40. und 50. Parallel erfüllend, von West nach Ost quer über den Stillen Ocean nach der Westküste Nordamerika's, durch welche er nach Südosten abgelenkt wird. So gelangen seine Wasser wieder in die nördliche Aequatorialströmung zurück. Nur ein kleinerer Seitenzweig dieser rücklaufenden Strömung, die Mexicanische Küstenströmung, zeigt insofern eine Unregelmässigkeit in diesem Circulationssystem, als seine Wasserbewegung zwar vom December bis April nach Südosten gerichtet ist, vom Mai bis December jedoch mit dem Winde in die entgegengesetzte Richtung umschlägt.

Die höchste Temperatur des Kuro Siwo beträgt (bei Formosa) 26 ° C.; in der Breite von Jedo ist seine Wärme noch um c. 5 ° C. höher als die des benachbarten Oceans. Auch ist seine Tiefe ohne Zweifel eine ganz ansehnliche; denn sämmtliche submarine Isothermen steigen unter der von ihm eingenommenen Fläche tief hinab (so östlich von Jedo die Isotherme von 2,5 ° C. von 700 zu mehr als 1000 Faden Tiefe) [1]). Ihm verdanken die japanischen Inseln ihr mildes Klima; ebenso erwärmt er den südlichen Theil von Kamtschatka, sowie die Westküsten von Nordamerika; noch im Puget-Sunde (Territorium Washington, unter 48 ° n. Br.) bewirkt er Wintertemperaturen, bei denen sich nur selten ein Schneefall ereignen kann.

Ausser der schwachen, aus der Berings-Strasse kommenden kalten Strömung begegnet der Kuro Siwo noch einer etwas kräftigeren, welche aus dem Ochotskischen Meere, der alleinigen Bildungsstätte der Eisberge im nördlichen Theile des Grossen Oceans, hervortritt. Durch drei verschiedene Strassen (die Tatarische Str., die La-Perouse-Str. und die Tsugaru-Str.) dringt der Ochotskische Strom in das Japanische Meer ein, fliesst hart an der Küste der Mandschurei und der Halbinsel Korea vorüber, durchschneidet das Ostchinesische Meer, begleitet hierauf die Ostküsten China's und passirt endlich noch die Fukian-Strasse (zwischen

[1]) Vgl. den Querschnitt auf Plate 18 in J. J. Wild, Thalassa. London 1877.

dem Festlande und der Insel Formosa), so dass Formosa im Osten von einem warmen, nordwärts eilenden, im Westen von einem kalten, südwärts sich ergiessenden Strome bespült wird. So geringe Bedeutung auch an und für sich der Ochotskische Strom hat, so ist er doch deshalb wichtig, weil er die delicatesten Fische südwärts entführt und zwar bis an diejenigen Stellen, wo er sich mit dem warmen Kuro Siwo berührt. Hier finden sich die ausgedehnten und ergiebigen japanischen Fischereien, die an Wichtigkeit denen der neufundländischen Bank kaum nachstehen.

Nach alledem weisen die Strömungen des nordatlantischen und nordpacifischen Beckens zahlreiche verwandtschaftliche Züge auf. Hier wie dort vollzieht sich die Wassercirculation in demselben Sinne; auch umschliesst dieselbe im nordpacifischen Becken eine der atlantischen Sargassowiese entsprechende Ansammlung von Seetangen. Insbesondere gleichen die beiden Hauptströmungen der genannten Meerestheile, der Golfstrom und der Kuro Siwo, einander wie ein paar Geschwister. Namentlich gilt dies hinsichtlich ihrer Richtung, ihrer fächerartigen Erweiterung nach Nordosten, ihrer hohen Temperaturen und ihrer tiefblauen Farbe. Ferner senden beide Seitenarme und mit ihnen südländische Treibproducte bis in das Polarmeer, und endlich werden beide durch kalte Strömungen von den westlichen Wandungen der beiden Oceane geschieden.

Die südliche Aequatorialströmung des Stillen Oceans entfaltet sich nur in ihrem östlichen Theile in normaler Weise. Im Westen der Tuamotu-Inseln scheint ihre Kraft gebrochen zu sein; denn sie theilt sich hier, vielleicht durch die zahllosen Inselsschwärme, noch mehr aber jedenfalls durch die wechselnden Monsune in ihrer Entwicklung gehemmt, in mehrere schwächere Arme. Von ihnen umkreist der nördliche, der Hauptarm, in weitem, nach Nord gewandtem Bogen die ostpolynesische Inselwelt, während der kleinere südliche Arm etwa unter dem Wendekreise des Steinbocks von Ost nach West quer über den ganzen Ocean hinwegschreitet und bei den Tubuai-Inseln einen Zweig nach den Ostküsten von Neuseeland sendet. Die Wasser des nördlichen Hauptarmes gelangen in dem Inselmeere des Monsun-Gebietes grösstentheils zum Stillstand. Der südliche Arm schickt einen Zweig durch die Korallen-See nach der Südküste von Neu-Guinea, sowie einen anderen, die Ostaustral-Strömung, nach der Ostküste von Neu-Holland, an welcher diese in der Richtung von Nord nach Süd vorüberfliesst, um dann nach Osten umzubiegen und an der Westküste Neuseeland's zu enden. Ebenso wendet sich jener Seitenstrom, welcher sich von den Tubuai-Inseln nach der Ostküste Neuseeland's bewegt, unter dem 50. Grad s. Br. nach Osten und lenkt

schliesslich in die Gewässer der aus dem südlichen Eismeere kommenden antarktischen Driftströmung ein.

Diese letztere erfüllt unter dem 60. Grad s. Br. den weiten Raum zwischen dem 100. und 160. Grad w. L. v. Gr. Von Südwest her kommend trifft sie ungefähr zwischen dem 40. und 50. Grad s. Br. auf die patagonischen Küsten. Hier spaltet sie sich, indem sie nach Nord wie nach Süd ausweicht, in zwei Arme. Der eine zieht als Cap-Hoorn-Strömung südwärts und dringt jenseits des Feuerlandes in den Atlantischen Ocean ein; der andere hingegen begleitet nach Nord hin die Ufer des südamerikanischen Continentes. Der letztere Arm wird auf unseren Karten gewöhnlich als Peruanischer Strom bezeichnet [1]). Bis zur Pariña-Spitze führt sein Lauf dicht an der südamerikanischen Westküste hin; hierauf tritt er, nach Nordwesten und Westen fortschreitend und an Breite mehr und mehr wachsend, in die südliche Aequatorialströmung ein. Der Peruanische Strom ist ein ausgesprochen kalter Strom. Unter dem Wendekreise hat er nur eine durchschnittliche Wärme von 16 bis 17 ° C., während der offene Ocean sonst unter gleicher Breite eine mittlere Temperatur von 23 ° C. aufweist. Selbst bei den Galapagos macht diese Differenz immer noch gegen 5 ° C. aus. Ein Blick auf unsere Karten der Meerestemperaturen (Fig. 4 und 5) zeigt uns deutlich, dass es einzig die kalte Peruanische Strömung ist, welche die Temperaturcurven an der Westküste Südamerika's tief nach dem Aequator hin zurückdrängt. So weicht die Isokryme [2]) von 20 ° C. (die Grenzisokryme für die Korallenzone) vom 25. Grad s. Br. bis über den Aequator, nämlich bis zum 3. Grad n. Br. zurück (s. Fig. 5). Da die tägliche Geschwindigkeit der Peruanischen Strömung 12 bis 15 Seemeilen beträgt, so fördert sie die Küstenfahrten nach Norden in ausserordentlicher Weise, während sie diejenigen nach Süden ebenso sehr hemmt. In gleicher Weise wie die Bank von Neu-Fundland und die japanischen Küsten sind auch die Meeresgebiete zwischen den Galapagos-Inseln und Peru das Paradies aller Fischesser.

3. Die Strömungen des Indischen Oceans. In dem

[1]) Vielfach wird ihr auch der Name Humboldts-Strömung beigelegt. Wie wenig man hierzu berechtigt ist, beweisen folgende Worte A. v. Humboldt's: „Ebenso protestire ich (auch allenfalls öffentlich) gegen alle „Humboldt'sche Strömung." .... Die Strömung war 300 Jahre vor mir allen Fischerjungen von Chili bis Payta bekannt; ich habe bloss das Verdienst, die Temperatur des strömenden Wassers zuerst gemessen zu haben." (Briefwechsel A. v. Humboldt's mit Heinrich Berghaus. Leipzig 1863. Bd. II, S. 284 f.)

[2]) Unter Isokrymen versteht man Linien, welche die Temperatur im kältesten Monat des Jahres angeben.

nördlichen Theile des Indischen Oceans, nämlich im Bengalischen und Arabischen Meerbusen, bewirken die Monsune periodische Driftströmungen; südlich vom 5. Grad s. Br. hingegen findet sich ein ähnliches Circulationssystem wie in den beiden anderen oceanischen Becken der südlichen Hemisphäre. In der Gegend der Keeling-Inseln setzt zwischen dem 7. und 20. Grad s. Br. der Aequatorialstrom ein (es giebt hier nur einen, da der nördliche Aequatorialstrom fehlt) und geht, immer in derselben Breite verharrend, genau in der Richtung von Ost nach West quer über den Indischen Ocean. Oestlich von Madagaskar, in der Nähe der Maskarenen, erweitert er sich fächerartig und theilt sich hierauf in drei Arme. Der eine derselben wendet sich nach Norden und fliesst (wenigstens während unseres Sommers) zwischen 0 und 4° s. Br. von West nach Ost über den Indischen Ocean zurück, um an der Ostseite desselben wieder in den Aequatorialstrom zurückzukehren. Er repräsentirt gewissermassen, wenn auch nur unvollkommen, die äquatoriale Gegenströmung des Indischen Oceans. Die anderen beiden Arme umschliessen im Westen und Osten die Insel Madagaskar. Während der nördliche dieser beiden Arme als Mozambique-Strom den Canal gleichen Namens passirt und, stets in unmittelbarer Nähe der afrikanischen Küste, bis zur Südspitze Afrika's vordringt, gelangt der andere Arm, die Insel Madagaskar zur Rechten lassend, auf directem Wege ebenfalls nach den Küsten des Caplandes, wo sich beide vereinigen. Südlich vom Caplande (etwa unter dem 40. Grad s. Br.) biegt diese warme Strömung nach Osten um, schreitet quer über den ganzen Indischen Ocean bis zur Westseite Australien's, sendet jedoch vorher, etwa unter 60° ö. L. v. Gr., einen schwächeren Arm warmen Wassers nach der Kerguelen-Insel und weiter südwärts mitten durch die kalte antarktische Driftströmung, von welcher die rücklaufende Strömung des Indischen Oceans im Süden begleitet wird. Die genannte antarktische Driftströmung aber bewegt sich von West und Südwest her der Südwestspitze Australien's zu. Hier spaltet sie sich in zwei Arme, von denen der eine als Westaustral-Strömung der Westküste Australien's folgt, um dann in die Aequatorialströmung wieder einzulenken, während der andere, die Südaustral-Strömung, südlich von Australien der Insel Tasmanien zusteuert und sich im Norden und Süden derselben in den Stillen Ocean ergiesst.

Auch die südhemisphärischen Oceane zeigen eine überraschende Aehnlichkeit in ihren Strömungen. In ihnen allen vollzieht sich ein Kreislauf in gleichem Sinne, d. h. in entgegengesetztem Sinne wie in den nordhemisphärischen Becken. Sie alle besitzen ohne Ausnahme

ihre Aequatorialströmungen, sowie ihre rücklaufenden Strömungen; zu der kalten Peruanischen Strömung finden wir Nachbilder, wenn auch schwächlicherer Art, in der Benguela- und Westaustral-Strömung, und ebenso wiederholt sich die warme Brasilianische Strömung in der Mozambique- und Ostaustral-Strömung. Eine genauere Erforschung namentlich auch der Unterströme, für welche bis jetzt nur ein äusserst geringes Material vorliegt, dürfte vielleicht zur Erkenntniss noch mancher anderen Analogien führen.

V. Die Theorien der Meeresströmungen.

Nur mit innerem Widerstreben begeben wir uns aus dem Bereich der Thatsachen hinüber auf das Feld der Hypothesen und Theorien, hinüber in ein Gebiet, auf welchem sich die Anschauungen der grössten Physiker noch unvermittelt einander gegenüber stehen. Es kann natürlich nicht unsere Absicht sein, hier ein Problem zu lösen, welches einem der schwierigsten Theile der theoretischen Physik, der Hydrodynamik, angehört; wir werden uns vielmehr bescheiden, die wichtigsten Theorien mitzutheilen und kritisch zu beleuchten.

Sehr oft wird bei Behandlung hierher gehöriger Fragen darauf hingewiesen, dass die Strömungen des Wasser- und Luftoceans genau denselben Bildungsgesetzen untergeordnet seien und dass daher auf die einen wie auf die anderen die gleichen Erklärungsprincipien angewendet werden müssten. Indess ist dies doch nicht völlig zutreffend. Wir machen nur auf folgende Gegensätze zwischen Wasser- und Luftocean aufmerksam. Das Meer wird nicht wie die Atmosphäre von unten erwärmt, sondern von der Oberfläche; daher fehlt im Ocean das Analogon zu den aufsteigenden Luftströmen am Aequator. Ferner ist die Bedeutung der Temperaturdifferenz für die Entwicklung von Strömungen eine viel geringere in den Oceanen als im Luftkreise. Der Unterschied der Meereswärme am Pol und am Aequator ist verhältnissmässig klein; denn er beträgt selbst an der Oberfläche höchstens 35 ° C., auf dem Grunde des Oceans aber nur 4 ° C. Ferner sind die täglichen Schwankungen der Meerestemperaturen kaum bemerkbar, und selbst die jährlichen sind, verglichen mit denen der Luft, äusserst geringfügig. Auch dehnt sich die Luft bei gleicher Temperaturerhöhung viel mehr aus als das Wasser; die Luft würde bei einer Temperaturerhöhung von 30 ° C. um $^1/_{10}$, das Wasser hingegen nur um $^1/_{85}$ des Volumens vergrössert werden. In Folge dessen sind die Gleichgewichtsstörungen bei gleichen Temperaturveränderungen für jenes Element $8^1/_2$ mal so gross als für

dieses [1]), weshalb auch die Luftströme heftiger und mächtiger, dafür aber weniger beständig sind als die Meeresströme. Endlich ist den Luftströmungen ein viel freierer Spielraum gewährt als den Meeresströmungen, denen der Weg zu einem nicht geringen Theile durch den Verlauf der Küsten vorgezeichnet ist.

Die Gesammtheit der Meeresströmungen lässt sich im allgemeinen in zwei Gruppen zerlegen: in Strömungen, die sich von Ost nach West oder in umgekehrter Richtung bewegen (unter ihnen vor allem die Aequatorialströmungen), und in solche, die im Sinne der Meridiane fortschreiten. Bei Mühry finden wir für die ersteren auch die Ausdrücke longitudinale oder Rotationsströmungen, für die letzteren die Namen latitudinale oder Thermalströmungen.

Die von Ost nach West gehenden Aequatorialströmungen haben Kepler [2]) und nach ihm Kant [3]) von der im entgegengesetzten Sinne sich vollziehenden Rotation der Erde abgeleitet. Nach dieser Anschauung werden die nur locker auf dem festen Erdkörper aufliegenden Wasser in Folge ihres Trägheitsvermögens durch die Rotation der Erde „gleichsam zurückgeschleudert“. Diese Ansicht lässt einmal die in drei Oceanen vorhandene Aequatorialgegenströmung unerklärt. Vor allem aber darf man mit Bestimmtheit annehmen, dass, wenn selbst im Anfang der Ocean der rotirenden Erde nicht in gleichem Schritte gefolgt wäre, er doch im Laufe so langer Zeiträume von einer ununterbrochen wirksamen Kraft zu einer mit der Erde völlig gleichen Bewegung genöthigt worden sein müsste. Kant hat dies übrigens für die Luftströmungen selbst zugegeben; ebenso gilt dasselbe unzweifelhaft für die Meeresströmungen, da die Reibung der Wassertheilchen unter einander und an dem festen Erdkörper während unendlich langer Zeiträume sicher im Stande ist, der Wassermasse eine der Rotation der Erde völlig entsprechende Bewegung mitzutheilen [4]).

Eine andere Theorie führt die Aequatorialströmungen auf das Aufsteigen der Bodenwasser am Aequator zurück. Nach dieser Theorie entfalten sich die Aequatorialströmungen in folgender Weise: Stünde die Erde still, so würde sich wegen der stärkeren Erwärmung der äquatorialen Wasser eine verticale Circulation entwickeln: Die warmen äquatorialen Wasser würden an der Oberfläche nach den Polen zu ab-

[1]) A. Mühry in der Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie. Bd. IX (1874), S. 279.

[2]) A. Mühry, Ueber die Lehre von den Meeresströmungen. S. 6.

[3]) Kant, Schriften zur physischen Geographie. Bd. VI (Rosenkranz-Schubert'sche Ausgabe), S. 490.

[4]) Otto Krümmel, Die äquatorialen Meeresströmungen. Leipzig 1877. S. 31 f.

fliessen, dort erkaltet zu Boden sinken, als kalte Wasser submarin dem Aequator zueilen und sich hier wieder erwärmt erheben. Nun aber besitzt die Erde eine Rotation von West nach Ost. Demnach gelangen die am Aequator empordringenden Wasser in immer schneller rotirende Schichten, und da sie das Bestreben haben, ihre ursprüngliche Rotationsgeschwindigkeit zu bewahren, so bleiben sie nach West hin zurück, d. h. sie bilden eine gegen West gerichtete Strömung.

Scheinbar bestätigt wird diese Theorie durch die eisigen Grundwasser der äquatorialen Meeresgebiete, durch das örtlich beobachtete (freilich vielfach auch vermisste) Emporsteigen der submarinen Isothermen nach dem Aequator hin, sowie durch die vom Aequator aus nach Nord und Süd hin abnehmenden Geschwindigkeiten der Aequatorialströmungen [1]).

Indess regen sich auch gegen diese Theorie sofort ernste Bedenken. Zunächst ist es sehr zu bezweifeln, dass am Aequator ein intensives Aufsteigen stattfindet. Hiergegen zeugen vor allem die Oberflächentemperaturen. Würde sich nämlich das Wasser rasch erheben, so müssten sich in der Nähe der Oberfläche fast dieselben Temperaturen vorfinden wie in der Tiefe, da das Wasser nur von oben her erwärmt wird und seine Wärmeleitungsfähigkeit eine sehr geringe ist, die Wärme also auch nur äusserst langsam in die Tiefe hinabdringt. Statt dessen aber zeigen die Oberflächenschichten der äquatorialen Meere sehr hohe Temperaturen. Und selbst wenn ein rasches Emporsteigen der äquatorialen Wasser nachgewiesen werden könnte, so liesse sich immer noch daran zweifeln, dass hierdurch kräftige Aequatorialströmungen entstehen könnten. Würde ein Körper aus einer Tiefe von 2100 Faden unter der mathematischen Erdoberfläche (ungefähre Tiefe des Meeres am Aequator) frei emporgeschleudert bis zu dem genannten Niveau, so würde er allerdings mit einer Rotationsgeschwindigkeit hier anlangen, vermöge deren er am Aequator täglich 13 Seemeilen nach Westen zurückbliebe. Nun aber kann hier von einem freien Emporschnellen nicht die Rede sein. Vielmehr ist jedes Wassertheilchen ein Glied einer grossen Masse, mit welcher es durch innere Kräfte verbunden ist; die durch die Theorie geforderte rückläufige Bewegung erfährt daher thatsächlich eine bedeutende Abschwächung [2]). Es bezeichnet demnach die gefundene Bewegungsgrösse von 13 Seemeilen einen unter den thatsächlichen Verhältnissen unerreichbaren Maximalwerth, und doch beträgt die wirkliche Geschwindigkeit der Aequatorialströmungen im Mittel wahrscheinlich noch über 13, in einzelnen Fällen aber sogar

[1]) Otto Krümmel, l. c. S. 40 f.

[2]) Vgl. hierzu Otto Krümmel, l. c. S. 41 f. K. Zöppritz, Göttingische gelehrte Anzeigen. 24. April 1878. Stück 17. S. 522 f.

GENSIS BIBLI

20 bis 25, ja nahezu 30 Seemeilen. Mithin kann zum mindesten das Aufsteigen der äquatorialen Wasser nicht die alleinige Ursache der nach West gerichteten äquatorialen Strömungen sein.

Von allen Versuchen, die Aequatorialströmungen zu erklären, erfreut sich seit einem Jahrhundert unter Geographen und Seeleuten keiner eines grösseren Beifalls als derjenige, welcher die Passate zum Motor jener Strömungen macht.

Schon Franklin betrachtete den Passatwind als den Urheber des seinen „Golfstrom“ erzeugenden Aequatorialstromes; ebenso scheint A. v. Humboldt den Passaten eine gleiche Bedeutung zuerkannt zu haben [1]). Vor allem aber war es Rennell, welcher die Lehre von den durch Winde hervorgerufenen „Driftströmungen“ (Driftcurrents) ausbildete. Hierin folgten ihm Sir John Herschel, Croll, Laughton, Carpenter u. a., obwohl es auf der anderen Seite auch nicht an Gegnern dieser Anschauung fehlte. Der schwerste Einwand, welcher von Seiten der letzteren gegen die Passattheorie geltend gemacht wurde, war der, dass die zwar beständig, aber sanft wehenden Passate das Meer nicht über 5—6 Faden tief in Bewegung zu setzen vermöchten [2]), während doch nach zwei Beobachtungen Irminger's [3]) die nördliche Aequatorialströmung des Atlantischen Oceans bis zu einer Tiefe von gegen 500 Faden hinabreicht.

Dieses Bedenken, welches noch vor wenigen Jahren völlig gerechtfertigt war, ist jedoch hinfällig geworden durch eine ausserordentlich werthvolle Arbeit von K. Zöppritz, betitelt: „Zur Theorie der Meeresströmungen“ [4]), in welcher durch eine eingehende physikalische Analyse gezeigt ist, wie oberflächliche Impulse auf flüssige Massen wirken und sich durch die Reibung der Flüssigkeitsschichten gegen einander in die Tiefe fortpflanzen.

Die wichtigsten Resultate dieser Arbeit sind folgende: Wird eine ebene Flüssigkeitsschicht durch irgend eine Ursache in ihrer eigenen Ebene mit gegebener Geschwindigkeit fortbewegt, so kann die ihr anliegende Schicht nicht in Ruhe bleiben, sondern erfährt in Folge des molecularen Zusammenhangs mit jener einen Antrieb zur Bewegung in gleicher Richtung und erlangt bei fortdauernd gleichförmiger Bewegung der ersten Schicht selbst eine Geschwindigkeit, die sich derjenigen der ersten Schicht immer mehr nähert. Die zweite Schicht wirkt nun auf die dritte wie die erste auf die zweite, und so schreitet die Be-

[1]) Kosmos. Bd. I, S. 326.

[2]) Findlay, A Directory for the Navigation of the Pacific Ocean. London 1851. Part II, p. 1238.

[3]) Zeitschrift für Allgemeine Erdkunde. Berlin 1854. Bd. III, S. 173.

[4]) Wiedemann's Annalen. Neue Folge. Bd. III (1878), S. 582—607.

wegung nach unten von Schicht zu Schicht weiter bis dahin, wo sich die letzte Flüssigkeitsschicht mit einer festen Grundlage berührt.

Wenn seit unendlich langer Zeit die Oberflächenschicht einer in horizontaler Richtung unbegrenzten Flüssigkeitsmasse immer in derselben Geschwindigkeit erhalten worden ist, so befindet sich die ganze Wassermasse in einem stationären, d. h. mit der Zeit nicht mehr veränderlichen Bewegungszustand. Die Geschwindigkeit ist dann nur durch die Tiefe unter der Oberfläche bedingt, und zwar nimmt sie in demselben Masse ab, wie die Tiefe zunimmt, bis sie am Boden gleich 0 ist, was durch die Gleichung ausgedrückt wird:

$$w_x : w_0 = (h - x) : h,$$

wenn x eine gewisse Tiefe, w_x die Geschwindigkeit in derselben, w_0 die Geschwindigkeit an der Oberfläche und h den Abstand der untersten und obersten Schicht bezeichnet.

Bei dem nach unendlich langer Zeit hervorgerufenen Bewegungszustand ist die Geschwindigkeitsvertheilung vom Reibungscoëfficienten völlig unabhängig; sie ist demnach in einer dünnen Flüssigkeit, wie Wasser, dieselbe wie in einer dickflüssigen, z. B. in Syrup. Die Abhängigkeit vom Reibungscoëfficienten kommt erst bei zeitlich veränderlichen Bewegungen zur Geltung und gewährt ein Mass für die Tiefe, bis zu welcher hinab der Oberflächenantrieb innerhalb einer gewissen Zeit wirkt.

Für die Geschwindigkeit in der Tiefe einer ursprünglich ruhenden Wassermasse ermittelte Zöppritz das Gesetz, dass eine beliebige, zwischen 0 und w_0 [1]) fallende Geschwindigkeit zu verschiedenen Zeiten in Tiefen eintritt, welche sich verhalten wie die Quadratwurzeln aus den Zeiten. Eine weitere Berechnung ergab, dass 239 Jahre nöthig sind, damit die Wassertheilchen in 100 Meter Tiefe die halbe Geschwindigkeit der Oberfläche erlangen, doch nur 41 Jahre, damit ein Zehntel der Oberflächengeschwindigkeit so tief eindringt. Dieselben Geschwindigkeiten sind demnach in 10 Meter Tiefe schon nach 2,39, bez. 0,41 Jahren erreicht. Der Reibungscoëfficient des Meerwassers wurde dabei nach O. E. Meyer's Bestimmungen zu 0,0144 angenommen, wobei Centimeter und Secunde die zu Grunde liegenden Einheiten sind. Für zähere Flüssigkeiten würden natürlich die entsprechenden Werthe kleiner sein.

Die oben angeführten Zeiten belehren uns, dass sich Bewegungen nur äusserst langsam in die Tiefe fortpflanzen; dasselbe gilt aber auch für das Eindringen einer Geschwindigkeitsänderung von der Ober-

[1]) w_0 bezeichnet die constante Geschwindigkeit an der Oberfläche seit einer gewissen Zeit.

fläche her, deren Einfluss sich zu der früher vorhandenen Bewegung einfach addirt. Wirken deshalb Gegenwinde oder Stürme vorübergehend auf eine stationäre, linear mit der Tiefe sich verzögernde Strömung ein, so werden dadurch nur die oberflächlichsten Schichten Geschwindigkeitsveränderungen erfahren; weiter abwärts hingegen wird eine mittlere, mit der Zeit nur sehr wenig veränderliche Geschwindigkeit herrschen, welche durch die mittlere Geschwindigkeit an der Oberfläche bedingt ist. Für die Richtung derselben sind die vorwaltenden Winde massgebend; von ihrer Stärke ist zugleich die Schnelligkeit der Strömung abhängig.

Wechseln die Winde periodisch mit den Jahres- und Tageszeiten, so wird, nachdem dieser periodische Zustand eine unendlich lange Zeit gewährt hat, die Geschwindigkeit in jeder Tiefe eine periodische Function der Zeit von gleicher Periode, aber mit nach abwärts schnell sich verringernder Amplitude der Veränderlichkeit und verzögertem Eintritt der Maxima und Minima. In einer Tiefe von 10 Metern wird die Amplitude der jährlichen Oscillation schon auf weniger als $^1/_{13}$ verringert; in 100 Meter Tiefe wird sie ganz unmerklich. Dort entspricht die Geschwindigkeit dem stationären Zustande; sie ist dieselbe, wie wenn der Oberfläche die mittlere jährliche Geschwindigkeit ertheilt würde. Wenn die Tiefen in arithmetischer Reihe abnehmen, so nehmen die Amplituden der Oscillation in geometrischer Reihe ab, der Art, dass in vier Tiefen x_1, x_2, x_3, x_4, die so gelegen sind, dass $x_4 - x_3 = x_2 - x_1$, die Amplituden ϑ_1, ϑ_2, ϑ_3, ϑ_4 in den Verhältnissen stehen:

$$\vartheta_4 : \vartheta_3 = \vartheta_2 : \vartheta_1.$$

Je ein Maximum und das darauf folgende Minimum der Oscillation von der Dauer eines Jahres finden sich gleichzeitig in einem Tiefenabstand von 11,9 Metern.

Zöppritz hat ferner ermittelt, welche Zeit eine constant bleibende Oberflächenbewegung gebraucht, um im Innern eines 4000 Meter tiefen, vorher ruhenden Oceans den stationären Zustand herbeizuführen. Nach 10 000 Jahren herrscht in der halben, d. h. in 2000 Meter Tiefe erst die Geschwindigkeit 0,037 w_0, während doch im stationären Zustand (vgl. S. 85) die Geschwindigkeit 0,5 w_0 betragen muss. Nach 10 000 Jahren ist somit in solchem Falle der Ocean noch weit vom stationären Zustand entfernt. Nach 100 000 Jahren ist in der genannten Tiefe die Geschwindigkeit schon 0,461 w_0, also dem definitiven Werthe schon sehr nahe. Nach 200 000 Jahren weicht sie nur noch in der dritten Decimalstelle um zwei Einheiten davon ab. — Ausserdem ist noch hervorzuheben, dass für einen Strom im stationären Zustande der Einfluss der Ufer auf die Geschwindigkeitsvertheilung ein ausserordentlich

geringer ist, sowie dass in einer Flüssigkeitsschicht von constanter Tiefe sehr wohl zwei parallel derselben Geraden, aber in entgegengesetzten Richtungen verlaufende stationäre Strömungen, ohne sich zu stören, an einander grenzen können. Ihre Scheidefläche ist dann eine ihrer Richtung parallele Verticalebene, in welcher die Geschwindigkeit = 0 ist, die sich also gegen jeden Strom wie ein festes Ufer verhält.

Ueber die hohe Bedeutung der Zöppritz'schen Untersuchungen für die Lehre von den Meeresströmungen kann kein Zweifel bestehen; sie sind besonders insofern von grosser Wichtigkeit, als sie den Winden, die bisher nur als schwächliche Motoren der oceanischen Oberflächenwasser angesehen wurden, eine ausserordentliche Machtfülle zuerkennen. Hervorzuheben sind namentlich folgende den bisherigen Anschauungen mehr oder weniger widersprechende Sätze: Constante Oberflächenströme, wie die durch die Passatwinde erzeugte Drift in den tropischen Oceanen, machen sich mit linear abnehmender Geschwindigkeit bis auf den Grund hinab bemerklich. Aendern sich die periodisch oder unperiodisch an der Oberfläche thätigen Kräfte, so pflanzen sich ihre Wirkungen nur äusserst langsam in die Tiefe hinein fort; für die periodischen vermindert sich die Amplitude nach der Tiefe zu sehr schnell. Aus alledem aber geht hervor, dass die Bewegung des Hauptkörpers einer periodisch-veränderlichen Oberflächenkräften unterworfenen Wasserschicht durch die mittlere Geschwindigkeit der Oberfläche bestimmt ist und dass die periodischen Veränderungen nur in eine dünne Oberflächenschicht eindringen.

Prüfen wir nun nach diesen theoretischen Erörterungen, ob die Meeresströmungen der äquatorialen Gebiete mit den dortigen Windströmungen im Einklang stehen, so lässt sich allerdings eine allgemeine Harmonie dieser beiden Gruppen von Erscheinungen nicht verkennen. Sie beide beherrschen im wesentlichen ein und dasselbe Terrain. Auch erleiden die Aequatorialströmungen im Atlantischen Ocean in ganz ähnlicher Weise wie die Passate und nahezu gleichzeitig mit ihnen eine Verschiebung nach Nord und nach Süd, während, wenigstens vom Juni bis September, zwischen beiden Passaten (genau auf dem Gebiet der Guinea-Strömung) ein Südwestmonsun nach der afrikanischen Küste weht.

Wenn gegen den behaupteten Causalnexus zwischen Passaten und äquatorialen Strömungen der Einwand erhoben wird [1]), dass die Passate in der Nähe des Aequators schwächer blasen, während die Stärke der Meeresbewegung dort am grössten ist, so dürfte zwar das letztere,

[1]) A. Mühry in Petermann's Mittheilungen 1874, S. 373. Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie. Bd. X (1875), S. 173.

aber nicht das erstere mit Sicherheit erwiesen sein. Leider fehlt es in dieser Hinsicht noch sehr an genauem und umfassendem Beobachtungsmaterial. Vielleicht setzt auch das Wasser, entgegen dem Verhalten der Luft, nur deshalb seinen Weg nach dem Aequator mit beschleunigter Geschwindigkeit fort, weil es in der einmal angenommenen Bewegung beharrlicher ist als die Luft und stets unter dem (wenn auch ein wenig schwächer werdenden) Antrieb der Luft bleibt.

Viel wichtiger dünkt uns eine andere, längst schon allgemein anerkannte Thatsache zu sein, welche ebenfalls die Intensitäten der Passate betrifft: dass nämlich der Südostpassat auf der Diagonalzone zwischen dem Cap der Guten Hoffnung und Cap San Roque sich viel stärker und steter entfaltet als der Nordostpassat. Maury[1]) hat dies ermittelt durch die Berechnung der durchschnittlichen Geschwindigkeiten, mit welchen die von Ostindien nach Nordamerika heimkehrenden Schiffe die Passatregionen durchschneiden. Es ergab sich, dass sich die Stärke des Südostpassates zu der des Nordostpassates verhält wie etwa 4 : 3. Dieses Resultat ist für uns in doppelter Beziehung von Bedeutung. Erstens hilft es uns mit erklären, warum die Aequatorialströmungen in der Nähe des Aequators (insbesondere zwischen dem 2. Grad n. Br. und dem 6. Grad s. Br.) am kräftigsten sind; denn dieses Gebiet steht noch unter der Herrschaft des Südostpassats. Zweitens stimmen mit jenem Intensitätsverhältniss der Passate (4 : 3) die aus den bisherigen Aufzeichnungen berechneten mittleren Geschwindigkeiten der nördlichen und südlichen Aequatorialströmung auffallend überein; denn die mittlere Bewegungsstärke der südlichen Aequatorialströmung beträgt 16,2 Seemeilen, der nördlichen 13,1 Seemeilen[2]); wir begegnen hier also Stromintensitäten, die sich annähernd ebenfalls verhalten wie 4 : 3.

Besondere Schwierigkeiten scheinen der Passattheorie aus einer Thatsache zu erwachsen, auf die Otto Krümmel[3]) aufmerksam gemacht hat. An der ganzen Westküste Südafrika's vom Capland bis zu den Guineainseln wehen die Passate, „detrahirt" durch das südafrikanische Hochland, von Süd nach Nord; erst mehr als 100 Meilen westwärts von der Küste tritt der regelmässige Südostpassat auf. Das Gebiet der Calmen liegt dort im Mittel zwischen dem 2. und 5. Grad n. Br. Man erwartet demnach, dass die Wasser der Benguela-Strömung durch den Südpassat bis zum Nigerdelta nach Norden gedrängt und hier erst durch den afrikanischen Continent nach Westen

[1]) M. F. Maury, Average force of the tradewinds in: Sailing directions etc. 8th ed. Washington 1859. Vol. II, p. 857 sq.

[2]) Vgl. oben S. 57.

[3]) l. c. S. 34 f.

abgelenkt würden. Statt dessen aber wendet sich die südliche Aequatorialströmung wider Erwartung mit scharfem Knie schon bei Cap Lopez nach Westen.

Vielleicht lässt sich diese Anomalie in folgender Weise erklären: Das Gebiet des Südostpassats reicht nach Norden zu fast genau bis zur Breite von Cap Lopez. Bleibt nun dieses Gebiet auch zu weit von der afrikanischen Küste entfernt, als dass man jenes Knie der directen Wirkung des Passats zuschreiben könnte, so ist derselbe doch mittelbar die Ursache jener plötzlichen Cursveränderung der Benguelaströmung. Der Passat treibt die Wasser der südlichen Aequatorialströmung nach Westen. Da sich nun nach hydrostatischen Gesetzen keine Lücke im Ocean behaupten kann, so muss zur Bewahrung des Gleichgewichts eine Strömung nach dem Orte des Abflusses hervorgerufen werden, welche die vom Passat fortgeführten Wasser ersetzt. Dies ist aber der bei Cap Lopez scharf umbiegende östliche Theil der südlichen Aequatorialströmung. Das Motiv ist demnach aspirativ, nicht propulsiv wie bei den durch den Passat direct erzeugten Strömungen.

Die Guineaströmung entsteht offenbar dadurch, dass die beiden Aequatorialströme nach ihrem Anprall an die Westufer des Oceans nicht allein polwärts nach Nord und Süd abfliessen, sondern auch je einen schwächeren Zweig nach innen senden; beide vereint bilden dann die Guineaströmung, deren Geschwindigkeit ja auch, wie die Theorie verlangt, mit derjenigen der sie erzeugenden Ströme annähernd übereinstimmt. Aber warum taucht dieselbe nicht am Westrande, sondern erst in der Mitte des Oceans auf? Sicher dringt sie nicht aus der Tiefe desselben empor, wie schon ihre relativ hohen Temperaturen zeigen. Die Ursache hiervon ist vielmehr darin zu suchen, dass sich die Continente nicht vertical, sondern in sanften Böschungen aus dem Meere erheben und ausserdem der Verlauf der Küsten, besonders der südamerikanischen, ein sehr unregelmässiger ist; hierdurch wird das Zustandekommen regelmässiger Stromfiguren wesentlich gestört. Ferner ist die viel geringere Geschwindigkeit der nördlichen Aequatorialströmung gegen die südliche nicht ohne Bedeutung für die Eigenthümlichkeiten im Auftreten des Guineastromes[1]). Vor allem aber scheint uns das Fehlen des Passats an jener Stelle entscheidend zu sein für die Lage und Entwicklung des Guineastromes. Er wird im westlichen Theile des Atlantischen Oceans besonders deshalb vermisst, weil hier die ziemlich genau von Ost her wehenden Passate fast unmittelbar zusammenstossen, ohne eine Zwischenzone zwischen sich zu haben. Er entfaltet sich jedoch auf demselben keilförmigen, nach Westen zu-

[1]) K. Zöppritz in Wiedemann's Annalen, Bd. VI (1879), S. 606.

gespitzten Raum, welcher auf den Windkarten Stillten und wechselnde Südwest- und Nordostmonsune (jene im Sommer, diese im Winter) aufweist, also da, wo die Macht der Passate gebrochen ist. Nun ist es klar, dass die Guineaströmung nicht durch die Südwestmonsune verursacht wird, da diese nur vom Juni bis September wehen, während die Guineaströmung in keinem Monate erstirbt. Sie bemächtigt sich aber gerade jenes passatlosen Raumes, weil sie hier den geringsten Widerstand zu bewältigen hat. Ihr ansehnliches Wachsthum während der Sommermonate hat offenbar darin seinen Grund, dass sie sich vom Juni bis September in gleichem Sinne mit den Südwestmonsunen bewegt.

Wir leugnen nicht, dass der obige Versuch, die äquatorialen Strömungen des Atlantischen Oceans den ihn beherrschenden Winden dienstbar zu machen, zum Theil noch den Charakter des Hypothetischen an sich trägt. Bekräftigt würde die Passattheorie, sobald auch im Stillen und Indischen Ocean Luft- und Meeresströmungen in harmonischer Uebereinstimmung sich befänden. Zwar fehlt es hier noch mehr an vollständigem Beobachtungsmaterial; doch sind wenigstens im allgemeinen die verwandtschaftlichen Züge beider Gruppen von Erscheinungen nicht zu verkennen. In dem östlichen und mittleren Theile des Stillen Oceans entsprechen sich die Grenzen der Passate und der Aequatorialströmungen ziemlich gut; besonders bemerkenswerth ist, dass innerhalb der grossen Inselflur westlich von den Tuamotu-Inseln, also im Gebiet der wechselnden Südost- und Nordwest-Monsune, eine Ermattung, resp. Theilung des südlichen Aequatorialstromes in schwächere Arme eintritt. Viel umfangreicher als das Terrain des Südostpassats ist im Stillen Ocean dasjenige des Nordostpassats; denn der letztere weicht erst westwärts der Marianen den Monsunen. Doch erreicht auch er nicht die Westufer des Stillen Oceans. Wenn trotzdem der nördliche wie der südliche Aequatorialstrom im westlichen Theile dieses Weltmeeres bis an die Osträndер des asiatischen und australischen Continents und der Inselwelt zwischen ihnen vordringen, so ist dies wohl die Folge davon, dass eine so starke, über den grössten aller Oceane sich erstreckende Wasserbewegung nicht durch so schwache Mittel, wie es die periodisch entgegen wehenden Monsune sind, plötzlich zum Stillstand gebracht werden kann [1]). Zudem erfährt die westwärts gerichtete Strömung des Wassers periodisch eine Unterstützung durch den Nordost-, resp. Südostmonsun während der südlichen, resp. nördlichen Declination der Sonne. Was die äquatoriale

[1]) Vgl. hierzu K. Zöppritz in Wiedemann's Annalen, Bd. VI (1879), S. 608.

Gegenströmung betrifft, so liegt sie auch hier in der östlichen Hälfte des Oceans nördlich vom Aequator und fällt mit einem nach West hin zugespitzten Raum zusammen, in welchen auf den Windkarten Stillten und für den Sommer Südwestwinde eingetragen sind. Sie ist vielleicht eine Ausgleichsströmung für den in der Mitte des Oceans in seiner Entwicklung gehemmten und stark nach Nord hin gedrängten südlichen Aequatorialstrom. Im übrigen gilt für sie das meiste, was oben über die Guinea-Strömung gesagt wurde.

Endlich stimmt auch das Passatgebiet des Indischen Oceans mit dem Gebiet des indischen Aequatorialstromes vorzüglich überein. Nur der schmale Arm, welcher die Nordspitze von Madagaskar umfliesst, in den Canal von Mozambique sich einen Weg bahnt und den dort beständig herrschenden Südwinden zum Trotz an der Ostküste Afrika's nach Süden zu fortschreitet, passt nicht in dieses System. Vielleicht ist hier ein ähnliches Motiv anzunehmen wie für die Aequatorialströme im westlichen Theile des Stillen Oceans, da die Mozambique-Strömung unzweifelhaft die Fortsetzung eines durch den afrikanischen Continent nach Südwest abgelenkten Armes von dem indischen Aequatorialstrome ist.

Haben wir soeben in den Passaten das Agens erkannt, welches den äquatorialen Meeren bis in ihre grössten Tiefen hinab eine Bewegung mitzutheilen vermag, so ist es eine nothwendige Consequenz, dass wir den Winden auch bei Entstehung der meridionalen Strömungen eine bedeutende Mitwirkung zuschreiben. Doch wollen wir nicht unterlassen, auch diejenigen Theorien kurz zu besprechen, welche die meridionalen Strömungen auf andere Kräfte zurückführen.

Wir erwähnen zuerst die sogenannte Gravitationstheorie, welche von Emil Witte aufgestellt und früher von A. Mühry vertheidigt wurde [1]). Nach dieser Theorie erhebt sich in Folge der verminderten Schwerkraft das Niveau der Meere am Aequator höher als an den Polen, weshalb ein Abfluss aus niederen Breiten nach höheren stattfinden müsse. Nun ist zwar der erste Satz zutreffend; dennoch wird die geforderte Circulation nicht eintreten, weil die höhere Wassersäule unter dem Aequator genau so schwer ist wie die niedrigere an den Polen und somit das hydrostatische Gleichgewicht trotz der verschiedenen Grösse der Säulen nicht gestört wird.

Ferner kann die verschiedene Salinitätsstufe der Meere kein wesentliches Motiv sein zur Entwicklung der Strömungen. Zwar ver-

[1]) E. Witte in Poggendorff's Annalen, Bd. CXLII (1871), S. 281 ff. und: Ueber Meeresströmungen. Pless 1878. S. 9 ff. A. Mühry in Petermann's Mittheilungen 1874, S. 375.

mehrt sich oft der Salzgehalt nicht unmerklich bei starker Verdunstung, wie er sich andrerseits, z. B. in der Nähe schmelzender Eisberge, auch wesentlich verringert, weil die Eismassen keinerlei Salz enthalten; doch bewirken derartige Vorgänge, die noch dazu meist räumlich ausserordentlich beschränkt sind, nur geringe Schwereunterschiede des Wassers und vermögen sicher das System der Meerescirculation nicht wesentlich zu beeinflussen.

Aus einer ungleichen Verdunstung hat man auch noch in anderer Weise die Bildung von Meeresströmungen abzuleiten versucht. Bei lang andauernder Trockenheit — sagt man — könne in der Passatzone durch die hiermit verbundene starke Verdunstung eine Erniedrigung des Meeresniveaus herbeigeführt werden; hieraus aber folge nothwendig zur Herstellung des Gleichgewichtes ein Zuströmen von den Seiten [1]). Gesetzt aber selbst, dass in den Passatregionen die tägliche Verdunstung 1,2 Centimeter betrüge, so könnten wir doch darin keinen genügenden Grund zur Entfaltung von Meeresströmungen erblicken. Diese Niveaudifferenz wird nämlich augenblicklich, also stets ganz allmählich ausgeglichen, noch ehe sie eine namhafte Grösse mit entsprechendem Gefälle erreichen kann. Und selbst wenn sie etwa zwischen dem 15. und 55. Breitengrad einmal auf 1,2 Centimeter stiege, so würde sich daraus immerhin nur ein Gefälle von 0,02 Millimeter auf die Meile ergeben: gewiss eine so geringfügige Grösse, dass sie nicht im Stande wäre, mächtige Strömungen zu erzeugen. Höchstens können örtlich beschränkte Oberflächendriften auf diese Weise hervorgerufen werden.

Eine andere Erklärung der meridionalen Meeresströmungen, zu welcher sich noch jetzt die meisten Physiker und Geographen bekennen, gründet sich auf die Wärmeunterschiede zwischen den äquatorialen und polaren Meeren. Zu den Vertretern dieser Theorie gehören Arago [2]), Lenz [3]), Mühry [4]), Mohn [5]) u. a.; doch zählte vor nahezu 400 Jahren bereits Leonardo da Vinci zu ihren Anhängern [6]).

[1]) G. A. v. Klöden, Handbuch der physischen Geographie. 2. Auflage. Berlin 1866. S. 441. 451.

[2]) Poggendorff's Annalen, Bd. XXXVII (1836), S. 450 ff.

[3]) Bulletin physico-math. de l'Acad. Imp. de St. Petersb. Vol. V (1847), p. 65 sq.

[4]) A. Mühry, Ueber die Lehre von den Meeresströmungen. Göttingen 1869. S. 3. Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie. Bd. IX (1874), S. 280 f. u. a.

[5]) H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin. 1879. S. 158 f.

[6]) O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 438.

Durch die Wärme wird das Wasser ausgedehnt, wobei es nothwendig an specifischer Schwere verliert, was es durch die Ausdehnung an Volumen gewonnen hat. Hieraus folgt weiter, dass das leichtere Wasser unter dem Aequator ein höheres Niveau einnimmt als das schwerere an den Polen; es wird daher nach den Polen zu abfliessen, wie das Wasser eines Flusses von den Höhen hinab zum Thale eilt. Diese Strömung wird fortdauern, so lange jener Wärmeunterschied besteht. In den unteren Regionen des Wassers hingegen wird sich ein Unterstrom nach dem Aequator zu ergiessen; denn das aus tropischen Gebieten stammende Oberflächenwasser verleiht den Polarwassern ein Uebergewicht, während es gleichzeitig die Aequatorialwasser noch mehr entlastet. Diese theoretischen Erwägungen sind so einfach und richtig, dass wir an ihrer Wahrheit nicht zweifeln können.

Sucht man freilich das Motiv zu den meridionalen Meeresströmungen lediglich in der Niveauerhöhung der stärker erwärmten äquatorialen Meerestheile, welche in Folge derselben oberflächlich abfliessen und durch Druckvermehrung in polaren Gegenden einen submarinen Gegenstrom erzeugen, so stösst man bald auf nicht zu beseitigende Schwierigkeiten. Die Wärmewirkungen der Sonnenstrahlen, denen in solchem Falle die Erhöhung des Meeresniveaus zugeschrieben wird, erstrecken sich nämlich, wie die Tiefsee-Lothungen des „Challenger“ und der „Gazelle“ gelehrt haben, nur 60 bis 80 Faden tief (vgl. S. 45). Das weitere Eindringen der Wärme in oceanische Tiefen durch Leitung vollzieht sich äusserst langsam und kann daher hier ausser Betracht bleiben. Wenn diese Schicht, unterhalb welcher sich in allen Theilen des Oceans nahezu gleich kalte Grundwasser ausbreiten, am Aequator selbst eine durchschnittliche Temperatur von 20° C. und unter dem 60. Breitengrade von 0° C. besässe, so würde durch diesen Wärmeunterschied doch nur eine Niveaudifferenz von etwa $^1/_4$ Faden (= 46 Centimeter) herbeigeführt werden. Ein Meridianbogen von 60 Grad Länge misst auf der Erdoberfläche 900 geogr. Meilen; es käme demnach auf die geogr. Meile ein Gefälle von c. $^1/_2$ Millimeter: ein Gefälle, welches sicherlich nicht im Stande ist, eine merkbare Strömung hervorzurufen.

Eine andere mechanische Analyse des Vorganges giebt Mühry[1]). Er denkt sich den Ocean in zahlreiche verticale Schichten zerlegt, die nach dem Aequator hin successiv an Wärme zunehmen und somit an Gewicht verlieren. Da nun die Schwere des Wassers nicht nur nach unten, sondern auch nach den Seiten hin wirkt, so müssen die kälteren und daher schwereren Schichten der Polargegenden auf die wärmeren und somit leichteren der heissen Zone einen stärkeren Druck ausüben als umgekehrt die wärmeren auf die kälteren; es müssen dem-

[1]) Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie. Bd. IX (1874), S. 280 f.

nach die letzteren nach den ersteren hinfallen, d. i. fliessen und zwar, ihrer grösseren Schwere entsprechend, auf der Tiefe des Meeres, während sich ein warmer Compensationsstrom auf der Oberfläche desselben in entgegengesetzter Richtung bewegt. Der polare Strom gelangt, auf dem Grunde des Meeres dahinschreitend, nach dem Aequator; hier aber wird er die Leere auszufüllen suchen, welche durch den Abfluss des warmen Wassers an der Oberfläche erzeugt wird: hier findet also eine stete Ascension des Meerwassers statt, welche den polaren und äquatorialen Strom mit einander verbindet. Andrerseits werden die nach dem Pol ziehenden und sich allmählich abkühlenden Wasser sich dort senken und so den grossen, vertical gestellten Wirbel im Ocean schliessen. Diese thermale Circulation muss sich offenbar auch bei gleichem Niveau entwickeln. Wir haben es hier mit keiner Gefällsströmung zu thun, sondern mit einer directen Schwereströmung, bei welcher der Polarstrom der primäre, der Aequatorialstrom der secundäre, zur Compensation zurückfliessende Arm ist, während die Bedeutung der beiden Ströme gerade die umgekehrte ist, sobald man in der Niveaudifferenz der äquatorialen und polaren Wasser die Ursache der meridionalen Strömungen erkennt.

Nach Mühry kommt die Centrifugalkraft der Erde, die ja am Aequator am kräftigsten ist, der thermischen Circulation zu Hilfe, indem sie die äquatorialen Wasser zu einem energischen Aufsteigen nach oben bewegt. Hiergegen ist jedoch einzuwenden, dass der Centrifugalkraft bereits Genüge geleistet wird durch die ellipsoidische Form der oceanischen Umhüllung der Erde. Diese Form ist ja dadurch bestimmt, dass an jedem Punkte die flüssige Oberfläche senkrecht stehen muss auf der Resultante der wirkenden Kräfte, also hier auf der Resultante der Schwerkraft und der Centrifugalkraft [1]). Folglich kann von einem Eingreifen der Centrifugalkraft in die Strömungen des Meeres, wie es Mühry angenommen hat, nicht die Rede sein. Die Gravitationscirculation Mühry's ist demnach zu verwerfen. Es fragt sich nun noch, welchen Werth wir seiner thermalen Circulation beimessen dürfen.

Für eine thermische Circulation ist neuerdings auch Carpenter eingetreten und hat dieselbe durch ein recht anschauliches Experiment zu erhärten versucht [2]). Man füllte zunächst ein langes, aber schma-

[1]) Zöppritz in den Göttingischen gelehrten Anzeigen vom 24. April 1878. Stück 17. S. 522.

[2]) Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XV (1871), p. 66. Nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Dr. Krümmel hat bereits Dana dieses Experiment ausgeführt. Vgl. American Journal of science and arts. Ser. II, Vol. XXVI (1858), p. 231.

les Gefäss aus gläsernen Wandungen mit Wasser. Hierauf wurde an dem einen Ende ein Eisstückchen eingeklemmt, an dem andern durch eine Röhre heisser Wasserdampf in das Wasser geleitet. Um nun die Strömungen vom kalten zum warmen Ende und umgekehrt sichtbar zu machen, schüttete man eine blaue, zähflüssige Gummilösung, welche sich nicht mit dem Wasser vermischte, am warmen und eine rothe Gummilösung am kalten Ende in das Wasser. An dem letzteren wurde dasselbe durch das schmelzende Eis stark abgekühlt und gewann somit an Schwere; die rothe Lösung sank deshalb von der Oberfläche langsam auf den Boden hinab, breitete sich hier aus und floss dem warmen Ende zu, um sodann, weil von hier aus das warme Oberflächenwasser zur Compensation dem anderen Ende zuströmte, emporzusteigen und endlich erwärmt wieder nach seinem Ausgangspunkte zurückzukehren. Somit war eine thermische Circulation experimentell festgestellt.

Trotzdem tragen wir grosse Bedenken, die Temperaturunterschiede als das wichtigste Agens zu betrachten, welches die Wasser der Oceane beständig im Kreislauf erhält. Bereits Sir John Herschel bezweifelte, dass Temperaturdifferenzen im Stande sind, die meridionalen Strömungen hervorzurufen. Namentlich aber war es James Croll[1]), welcher, gestützt auf Dubuat's Versuche, durch Rechnung den überzeugenden Nachweis lieferte, dass in einem Becken von der Länge eines Erdmeridianquadranten selbst durch einen Temperaturunterschied von 30° C. keine von dem Werthe 0 wesentlich abweichende Strömung entstehen könne. Zeigte sich doch selbst bei Carpenter's Versuchen nur eine sehr langsame Wasserbewegung, obwohl innerhalb eines kleinen Wasserbehälters ziemlich grosse Temperaturdifferenzen zur Geltung gelangten!

Das eigenthümliche Verhalten des Wassers im Vergleich zur Luft, welche durch ungleiche Wärmeentwicklung so ausserordentlich leicht erregbar ist, ist darin begründet, dass die Luft unter sonst gleichen Umständen viel rascher grössere Temperaturgegensätze annimmt als das Wasser und auch wegen ihrer ausserordentlichen Dehnbarkeit (vgl. S. 81) und geringen Schwere viel mehr zu Gleichgewichtsstörungen und heftigen Bewegungen geneigt ist als das Wasser. Vor allem aber ist eine Wärmecirculation des Wassers im Sinne Mühry's deshalb nicht denkbar, weil bei der geringen Diathermansie und Wärmeleitungsfähigkeit des Wassers bereits in 60 bis 80 Faden Tiefe die Wirkungen der directen Sonnenstrahlung im wesentlichen aufhören, in

[1]) Philosophical Magazine, Vol. XL, p. 249. Croll, Climate and Time, p. 119.

einer Tiefe von 200 Faden aber wohl kaum noch eine Spur von denselben zu bemerken ist. Während die Luft von unten her erwärmt wird und daher kräftige aufsteigende Ströme sich in ihr sehr leicht und häufig bilden, bestehen die unteren neun Zehntel der oceanischen Wasser zu allen Zeiten und überall, wo nicht besondere Factoren eingreifen, aus einer in gleichen Horizonten nahezu gleich kalten Masse mit verschwindend geringer Tendenz zu thermalen Strömungen. Diese dürften somit in der Hauptsache auf die oberen 200 Faden beschränkt sein und selbst in dieser Schicht bei weitem nicht jene Energie entfalten, welche thatsächlich die meisten meridionalen Strömungen besitzen.

Wenn sich demnach auch die vorhandenen Wärmedifferenzen als ungenügend erweisen zur Erzeugung der meridionalen Meeresströme, so bleibt uns nur noch eine Kraft zur Prüfung übrig: die Winde. Dass dieselben — und zwar nicht bloss die Passate, sondern auch die Winde höherer Breiten — Driftströmungen hervorrufen, war schon längst allgemein anerkannt. So verursachen in der Nord- und Ostsee anhaltende und starke westliche Winde deutlich wahrnehmbare Oberflächenströmungen. Man hat z. B. vielfach beobachtet, dass andauernde Südwestwinde die Fluthen der von Südwest nach Nordost lang gestreckten Ostsee gegen die ostpreussischen und russischen Küsten hintrieben und hier Ueberschwemmungen herbeiführten. Der sonst regelmässig aus der Ostsee kommende Strom wird dann aufgehalten, ja sogar für eine Zeit lang in eine gerade umgekehrt sich bewegende Strömung verwandelt. Geht darnach der Wind durch Nord nach Nordost über, so wird das ohnehin schon aufgestaute Wasser der Ostsee mit verdoppelter Gewalt gegen die südwestlichen Küsten und in die dort befindlichen, trichterförmig tief in das Land eindringenden Förden geworfen. Am 13. November 1872 erhob sich der Meeresspiegel bei Stralsund $2^1/_2$, bei Lübeck 3 Meter und fast eben so hoch bei Flensburg über den normalen Wasserstand.

Eine solche Macht räumte man bereits früher den Winden ein. Man erachtete sie für fähig, in einzelnen Fällen Driftströmungen zu veranlassen, und so lange man keine weiteren Wirkungen der Winde theoretisch zu begründen vermochte, war man völlig berechtigt, die Machtsphäre der Winde in der angedeuteten Weise zu beschränken. Wesentlich anders liegen die Verhältnisse, seitdem K. Zöppritz in seiner Arbeit: „Zur Theorie der Meeresströmungen“ (vgl. S. 84 ff.) die tief eindringende Wirkung der Winde erwiesen hat, und wir dürfen wohl den Versuch wagen, die Bildung der meridionalen Meeresströmungen gleich derjenigen der äquatorialen Ströme auf die Thätigkeit der Winde zurückzuführen. Eine solche Prüfung erscheint uns um so

mehr geboten, als wir zu der Erkenntniss gelangt sind, dass alle anderen Kräfte, welche bisher zur Erklärung der meridionalen Strömungen angerufen worden sind, hierzu als unbrauchbar erfunden wurden.

Wir haben also zu zeigen, dass alle Meeresströmungen, für deren Richtung nicht irgend ein anderes Motiv massgebend ist, unter der Herrschaft eines constant oder wenigstens vorzugsweise aus derselben Richtung wehenden Windes stehen. Hierbei ist namentlich noch Folgendes zu beachten: Winde von kurzer Dauer vermögen zwar oberflächlich die Richtung einer Meeresströmung zu ändern; doch kann diese in der Tiefe durch die Ueberlegenheit gewisser Winde während vieler Jahrtausende zu einer ausserordentlich mächtigen Strömung geworden sein, welche von den wechselnden Winden völlig unabhängig ist. Für grössere Tiefen ist immer die mittlere Windrichtung in dem letzten grossen Zeitabschnitte entscheidend. Da auch die Intensität der Winde hierbei in Betracht kommt und da ferner das Relief des Meeresbodens nicht ohne Einfluss ist auf die Entwicklung der Strömungen, in beiden Hinsichten unsere Erkenntnisse aber noch sehr lückenhaft sind, so lässt sich zur Zeit natürlich nur in den allgemeinsten Zügen feststellen, ob jene Harmonie zwischen Winden und Meeresströmungen thatsächlich existirt. Dass ausserdem die Contouren der Festlande im hohen Grade den Verlauf der Strömungen mit bestimmen, bedarf wohl kaum der Erwähnung [1]).

Höchst überraschend ist es zunächst, um zuerst ein negatives Moment hervorzuheben, dass wir nur und überall da auf unseren Windkarten „Stillten und veränderliche Winde“ eingetragen finden, wo sich ein weiter oceanischer Raum ausbreitet, der, selbst strömungslos, von Strömungen umkreist wird. Dies wäre ein wunderbares Spiel des Zufalls, wenn Winde und Meeresströmungen nicht in causalen Beziehungen zu einander stünden, zumal sich dieses Zusammentreffen fünfmal in drei Weltmeeren wiederholt, nämlich im nord- und südatlantischen, im nord- und südpacifischen Becken und im Indischen Ocean. Auch sind diese neutralen Gebiete nicht etwa deshalb strömungslos, weil sie im Innern jener Circulationen liegen; denn die Theorie fordert aus diesem Grunde durchaus keine so weiten todten Räume (vgl. S. 87).

Indem wir auch hier die Untersuchung mit den nordatlantischen Strömungen beginnen, lenken wir unser Augenmerk zunächst auf deren stolzeste Repräsentanten: auf den Golfstrom und den mit ihm verschwisterten Floridastrom. Schon Benjamin Franklin und späterhin James Rennell nahmen an, dass die nach Westen wehenden Passatwinde die atlantischen Wasser in das Caraibische Meer und aus

[1]) Vgl. zu dem Folgenden Stieler, Handatlas, Karte Nr. 6 und 7 oder Fig. 6, 7 und 8 dieses Werkes.

diesem in den Busen von Mexico hineintreiben, wo eine Stauung des Meerwassers erfolge, die sich dann durch den Erguss aus der Florida-Strasse wieder ausgleiche. Die Initialgeschwindigkeit des hier austretenden Wassers würde also durch eine Art Katarakt erzielt werden. Diese Ansicht wurde in späterer Zeit wieder von Sir John Herschel vertheidigt. Gegen dieselbe hat Maury geltend gemacht, dass das Wasser des Floridastromes sich nicht abwärts, sondern bergan bewegt. Seine Tiefe ist nämlich bei den Bemini-Engen, also an der Quelle, doppelt so gross (= 200 Faden) als bei Cap Hatteras; die Steigung seines Bettes beträgt also auf dieser Strecke 100 Faden. Somit könne von einem Abwärtsfliessen des Floridastromes nicht die Rede sein [1]).

Trotz dieses Einwandes erscheint uns die alte Anschauung als die richtigere. Erinnern wir uns, dass der Floridastrom bei den Bemini-Engen stündlich mehr als $5^1/_2$ Billionen Cubikfuss Wasser fortwälzt (vgl. S. 61)! Diese Wassermasse aber muss dem Busen von Mexico stündlich zugeführt werden; denn sonst könnte er kein constantes Niveau besitzen. Woher empfängt er nun dieses Wasser? Die hohen Wärmegrade in diesem Busen sind sicher nicht im Entferntesten im Stande, solche Wassermengen täglich über das allgemeine Meeresniveau zu erheben und zum Abfluss zu bringen; noch weniger Beifall verdient Maury's Annahme, welcher die Ursache dieser Strömung in Salinitätsdifferenzen sucht [2]); am allerwenigsten kann der Mississippi als Erzeuger des Floridastromes betrachtet werden, da er wohl kaum $^1/_{1000}$ desjenigen Wassers in den Mexicanischen Busen ergiesst, welches aus diesem durch die Florida-Strasse in den Atlantischen Ocean hinauseilt. Somit können die reichen Wassermassen, welche der Floridastrom in den Ocean trägt, nur durch das einzige Thor eintreten, welches ausser der Florida-Strasse einen Eingang in den Mexicanischen Busen gewährt: durch den Canal von Yucatan (zwischen der Westspitze Cuba's und der Nordspitze Yucatan's), durch welchen hindurch sich die vom Passat erregte Aequatorialströmung einen Weg bahnt. Die Wasser derselben sammeln sich hier an und drängen sich dann, weil ihnen nur eine einzige, schmale Ausgangspforte zu Gebote steht, mit ziemlicher Heftigkeit durch dieselbe. Wir haben es also in gewissem Sinne thatsächlich mit einem Ueberfliessen des Mexicanischen Busens zu thun. Natürlich breitet sich dessen warmes Wasser aus, sobald es die enge Florida-Strasse verlassen hat, und verliert daher an Tiefe. Es gelangen hierbei viele Wassertheile von der Tiefe nach oben, weil sie wärmer und somit specifisch leichter sind als das übrige Wasser des

[1]) M. F. Maury, Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. p. 27.

[2]) M. F. Maury, l. c. p. 38 sq.

Oceans und deshalb immer das Bestreben haben, die Oberflächenschicht zu bilden. Demnach hat Maury nicht Recht, wenn er meint, von einem Abfluss, bei welchem die Niveaudifferenz mit in Frage komme, könne deshalb nicht die Rede sein, weil sich die Gewässer der Floridaströmung eine schiefe Ebene hinaufbewegen. Relativ warmes, also leichteres Wasser steigt immer nach oben, auch wenn ausser der Schwerediffernz keine andere Kraft es nach oben treibt.

Weiterhin vollzieht sich im nordatlantischen Becken um das Sargasso-Meer ein Windwirbel, welcher dem Gang der Meeresströmungen genau entspricht. Die Antillenströmung begleitet im Verein mit dem Floridastrom, zunächst durch die Ostküste der Vereinigten Staaten dirigirt, diese bis Cap Hatteras und wird in solchem Laufe von den vorwaltenden Süd- und Südwestwinden unterstützt; hierauf folgt sie den Westwinden, welche den ganzen Ocean zwischen dem 40. und 45. Grad n. Br. beherrschen; erst am Ostrande des Oceans biegt sie — und zwar wiederum in völliger Uebereinstimmung mit den Winden — nach Südosten und Süden um und geht an den portugiesischen und marokkanischen Küsten in das Gebiet des Nordostpassats, d. i. in die nördliche Aequatorialströmung zurück. Auf dem weiten Raume zwischen der Südostspitze Neu-Fundland's und dem Nordcap Europa's dominiren, wie dies der Golfstrom fordert, zu allen Jahreszeiten die Südwestwinde, und wenn auch einzelne Punkte der skandinavischen Westküste während einiger Monate andere Winde aufweisen [1]), so sind diese doch nicht im Stande, eine so weit ausgedehnte, mächtige Wasserbewegung wesentlich zu stören. In der Spitzbergen-See (zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja) scheint der winterliche Nordost die Verbreitung des Golfstromes nach dem hohen Norden zu hemmen. Das Meer an der Ostseite Grönland's hat vorwiegend Nord- und Nordost-, die Davis-Strasse in ihrer östlichen Hälfte im Sommer meist Südwest-, sonst durchaus nördliche bis westliche Winde. Es mögen daher vielleicht auch die polaren Strömungen zum Theil dem Impuls polarer Winde gehorchen. Demnach zeigen Wind- und Meeresströmungen im Atlantischen Ocean eine Harmonie, wie sie kaum vollkommener erwartet werden könnte.

Dasselbe gilt von den Strömungen des südatlantischen Oceans.

[1]) Vgl. Petermann's Mittheilungen 1870, S. 234. H. Mohn, einer der trefflichsten Kenner dieser Verhältnisse, äussert in Bezug darauf: „Eine mächtige Treibkraft für diese Strömung sind die herrschenden Winde, die im Durchschnitt für das ganze Jahr südwestlich sind. Die Landwinde des Winters an den Küsten Norwegen's, die während der Kälteperioden aus den Fjorden herauswehen, reichen nicht viele Meilen von der Küste weg, während aussen auf dem Meere in solchen Fällen öfters ein südwestlicher Wind weht." (Petermann's Mittheilungen 1876, S. 431.)

Das ganze Jahr hindurch treiben Südwinde die Benguela-Strömung nach Norden bis zu ihrer Einmündung in die südliche Aequatorialströmung. Der südliche Arm derselben wird am Westrande des Oceans zunächst durch die brasilianische Küste nach Süden abgelenkt. In gleichem Sinne mit der brasilianischen Strömung wehen südwärts vom südlichen Wendekreise Nordostwinde, welche zwischen dem 30. und 40. Grad s. Br. zu Nordwest- und Westwinden werden und als solche den Strom zurückleiten nach dem Caplande, wo er, von Südwest- und Südwinden erfasst, wieder in die Benguela-Strömung zurückkehrt. Für denjenigen schwächeren Arm, welcher die Ostküste Südamerika's bis zum Südende dieses Erdtheils begleitet und sich dann südostwärts in das antarktische Meer ergiesst, finden sich die entsprechenden Winde fast durchgängig zur Zeit der südlichen Declination der Sonne, während die Winde im übrigen Theile des Jahres jener Strömung nicht immer günstig sind. Diese kleine Anomalie beunruhigt uns wenig, da wir es ja mit einer geradlinigen Fortsetzung der Brasilströmung zu thun haben, die wenigstens zeitweise durch die dortigen Winde gekräftigt wird. Dass die zwischen dem 40. und 60. Grad s. Br. von Südwest nach Nordost quer über den ganzen Ocean ziehende antarktische Drift und die ostwärts gerichtete Cap-Hoorn-Strömung den dort vorwaltenden Westwinden ihre Entstehung verdanken, ist eine alte Annahme. So sehen wir, wie in allen Theilen des Atlantischen Oceans sich die Meeresströmungen den Winden unterordnen. Die hier beobachtete Harmonie ist uns aber deshalb besonders werthvoll, weil jene beiden Gruppen von Erscheinungen gerade für den Atlantischen Ocean besser als für die übrigen Weltmeere erforscht sind.

Nicht so günstig wie für den Florida-Strom im nordatlantischen Becken liegen die Windverhältnisse für den Kuro Siwo im nordpacifischen Ocean; denn die Monsune, welche den weiten Meeresraum östlich von China und Japan zwischen dem 20. und 35. Grad n. Br. beherrschen, wehen nur im Sommerhalbjahr aus Südwest, im Winter hingegen aus Nordost, also dem Laufe des Kuro Siwo entgegen. Hieraus erwachsen jedoch der Windtheorie keinerlei Schwierigkeiten; denn die festländischen Ufer sind es, welche dieser Strömung den Weg nach Nordosten entlang der asiatischen Ostküste vorzeichnen; es ist dies der einzige bequeme Pfad zum Abfluss der mächtigen Wassermassen, welche die nördliche Aequatorialströmung an die Südostseite Asien's führt. Wahrscheinlich ist die grössere Stetigkeit der Winde an der entsprechenden Stelle des nordatlantischen Beckens die Ursache, weshalb der Golfstrom viel mächtiger ist als der Kuro Siwo. Im übrigen stimmen die Winde auch im nordpacifischen Becken genau mit den vorhandenen Meeresströmungen überein; denn zwischen dem

40. und 50. Grad n. Br. gewinnen die Westwinde während des ganzen Jahres die Oberhand und werden erst an der Westküste der Vereinigten Staaten zu Nordwest- und Nordwinden ganz im Sinne der dort nach Süden umbiegenden und zum nördlichen Aequatorialstrom zurückkehrenden Meeresströmung. Die periodisch wechselnden Strömungen im Japanischen Meer und an der Westküste Mexico's werden offenbar durch die ebenso regelmässig sich ändernden Monsune hervorgerufen.

In dem grössten (östlichen) Theile des südpacifischen Oceans treiben die südlich vom 40. Breitengrade vorwaltenden Westwinde die sogenannte antarktische Drift (wahrscheinlich jedoch eine tiefgehende Strömung) nach Nordosten. Dieselbe prallt im rechten Winkel gegen die Westküste Patagonien's und wird, ganz wie dies die Theorie fordert[1]), in zwei nach Süd und Nord ausweichende Arme gespalten. Der südliche Arm nimmt, wie bereits erwähnt, durch die bei Cap Hoorn zu jeder Jahreszeit dominirenden Westwinde erfasst, seinen Weg in den Atlantischen Ocean, während der nördliche durch die südamerikanische Küste nach Norden dirigirt wird. Der letztere, die Peruanische Strömung, bewahrt seine Bedeutung bis zu seiner Einmündung in die südliche Aequatorialströmung; denn er steht, abgesehen von den in unmittelbarer Nähe der chilenischen Küste während der nördlichen Declination der Sonne wehenden Nordwinden, von den Ufern Patagonien's bis zum Aequator stets unter dem Einfluss kräftiger Südwinde. An der Westseite des Stillen Oceans angekommen erfährt der südliche Theil der südlichen Aequatorialströmung durch den meridional ziehenden Ostrand Australien's eine Ablenkung nach Süden. Die auf diese Weise sich bildende Ostaustral-Strömung wird, wenigstens während des australischen Sommers, ebenfalls von nördlichen Winden begünstigt.

Im Indischen Ocean begegnen wir an der Westküste Neuholland's vorzugsweise Südwinden, weshalb hier eine Strömung, die Westaustral-Strömung, nach Norden führt. Unter dem Wendekreis des Steinbocks biegt sie in ihrer östlichen Hälfte nach Nordosten, in ihrer westlichen Hälfte nach Nordwesten um, beides genau im Einklang mit den dortigen Winden. Nur am Westende der Aequatorialströmung treibt der Mozambique-Strom, von dem Ostrande Afrika's nach Süden gedrängt, trotz der vorherrschenden Südwinde durch die Strasse von Mozambique; dagegen befindet sich der Maskarenen-Strom östlich von Madagaskar ebenso in Uebereinstimmung mit den dortigen Ost- und Nordostwinden wie die rücklaufende Strömung mit den zwischen dem

[1]) Vgl. K. Zöppritz in Wiedemann's Annalen, Bd. VI (1879), S. 600 ff.

35. und 40. Grad s. Br. vorwaltenden Westwinden. Diese erweisen sich auch an der Südseite Neuholland's noch mächtig genug, die Südaustral-Strömung zu erzeugen. — Die Strömungen im Indischen Ocean nördlich vom Aequator geben sich durch Richtung und periodischen Wechsel unmittelbar als Driftströmungen zu erkennen, welche durch die Monsune hervorgerufen werden.

Aus dem Vorhergehenden resultirt wohl zweifellos, dass die Winde einen Hauptantheil haben an der Entstehung der Meeresströmungen und zwar sowohl der äquatorialen wie der meridionalen, die somit beide im wesentlichen auf ein einheitliches Princip gegründet erscheinen. Bemerkenswerth ist, dass eine solche Abhängigkeit der Meeresströmungen von den Winden nur da vermisst wird, wo mächtige Ströme in mehr oder minder steilem Winkel an die Wandungen der Oceane getrieben werden. Hier üben weniger die Winde, als vielmehr die Küstengliederung und die Tiefseegrenze, die etwa durch die 100-Fadenlinie bezeichnet wird, einen wesentlichen Einfluss auf die Entwicklung der Meeresströmungen aus. Eine zutreffende Analyse der Kräfte, welche in jedem einzelnen Falle an der Erregung der Meeresströmungen betheiligt sind und deren Lauf reguliren, wird erst dann möglich sein, wenn nicht bloss die Meeresströmungen selbst nach Richtung, Temperatur, Stärke und Tiefe des Stromganges (auch in den verschiedenen Jahreszeiten) erforscht sind, sondern auch genaue Karten über die Winde der Oceane und das Relief des Meeresbodens vorliegen.

Endlich machen wir noch auf eine Kraft aufmerksam, welche auch bis zu einem gewissen Grade bestimmend auf die Richtung der meridionalen Meeresströmungen einwirkt: die Rotation der Erde. Die vom Aequator polwärts ziehenden Strömungen gelangen nämlich in Breiten von immer geringerer Drehungsgeschwindigkeit; indem sie die schnellere Drehungstendenz bewahren, eilen sie der allgemeinen Erdrotation voraus und werden daher auf der nördlichen Halbkugel zu Südwest-, auf der südlichen zu Nordwestströmungen. Umgekehrt bleiben Meeresströmungen hinter der allgemeinen Erdrotation zurück, wenn sie sich von einem der Pole nach dem Aequator hin bewegen; sie werden also auf der nördlichen Halbkugel zu Nordost-, auf der südlichen zu Südostströmungen. Eine Folge hiervon ist, worauf schon der amerikanische Physiker W. Ferrel hingewiesen hat[1]), dass überall da, wo eine kalte, polare Strömung und eine warme, aus tropischen Gebieten kommende auf schmalem Raume sich begegnen, die kalte stets westwärts der wärmeren liegt. Die Erdrotation ist es, welche die erstere nach West, die letztere nach Ost ablenkt. Dieses Verhältniss finden wir, wie Ferrel bereits erwähnt hat, zwischen der kalten Strömung

[1]) Nature, Vol. V (1872), p. 385 sq.

an der Ostküste der Vereinigten Staaten und dem Floridastrom, ferner, worauf O. Krümmel[1]) hindeutet, in der Davis-Strasse und Baffins-Bay, in dem Meere zwischen Grönland und Norwegen, sowie (nach einer freundlichen Mittheilung desselben Herrn) in der Färöer-Shetland-Rinne (zwischen den Färöern und den Shetland-Inseln)[2]). Endlich besteht auch im Japanischen Meer ein solches Verhältniss. Dass dasselbe gerade in höheren Breiten häufiger zu beobachten ist, darf uns nicht Wunder nehmen, da sich hier schon auf geringe Breitenunterschiede die Drehungsgeschwindigkeit der Erde bedeutend ändert, somit auch ein stärkerer Antrieb zu jener Anordnung gegeben ist.

Am Ausgang unserer Betrachtungen über die Meeresströmungen sei es uns noch gestattet, einige Bemerkungen über die Wasserbewegung innerhalb abgeschlossener Meerestheile und besonders an der Oeffnung derselben hinzuzufügen.

Schon mehrfach mussten wir hervorheben (vgl. S. 50 f., 53), dass kleinere Meeresbecken, welche nur durch einen seichten Canal mit dem offenen Ocean communiciren, von geringer Tiefe angefangen bis hinab zum Grunde des Oceans von einer nahezu gleichwarmen Wassermasse erfüllt sind. Daher vermissen wir in ihnen fast jede Spur einer verticalen thermischen Circulation. Während darum im offenen Ocean die von der Oberfläche hinabsteigenden Ströme auch den Tiefen reichliche Sauerstoffmengen zuführen, erhalten die Tiefen der Mittelmeere dieses „animalische Lebensgas“ wegen der mangelnden verticalen Circulation nur in sehr spärlichem Masse. Hieraus folgt weiter, dass das Thierleben in grösseren Tiefen der Mittelmeere ein sehr dürftiges ist. So fand Edward Forbes, dass im Aegäischen Meere in einer Tiefe von 300 Faden das animalische Leben fast völlig erlischt[3]). Er schloss hieraus, dass dasselbe im Salzwasser überhaupt nicht tiefer hinabreicht, was jedoch durchaus nicht richtig ist, da man im offenen Ocean selbst in den kalten Grundwassern der tiefsten Meeresgebiete noch reiche Mengen von Thieren angetroffen hat. Während also in den Tiefen des offenen Weltmeeres der frische Pulsschlag des Lebens noch deutlich zu vernehmen ist, scheint in den Tiefen der Mittelmeere Friedhofsruhe zu herrschen.

Entbehren die Rand- und Mittelmeere der thermischen Circulation fast gänzlich, so fehlt es doch nicht an Oberflächenströmungen, welche durch die Winde erzeugt werden; vor allem aber sind diejenigen Strömungen bemerkenswerth, welche am Eingang dieser Meere immer dann

[1]) Die äquatorialen Meeresströmungen. S. 39.

[2]) Vgl. hierzu Petermann's Mittheilungen 1878, Taf. I, Querschnitt 7, 8, 9.

[3]) Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), p. 325.

entstehen müssen, wenn die Menge des verdunsteten Wassers nicht genau dem Süsswasserzufluss gleich ist. Ist die erstere grösser, so ist diese Strömung nach dem Binnenmeere gerichtet, im anderen Falle aber nach dem Ocean. Für das Mittelmeer (mit Ausschluss des Pontus) hat man berechnet, dass es alljährlich 335 engl. Cubikmeilen Wasser mehr verdunstet, als es durch Regenfall und durch die einmündenden Flüsse empfängt (vgl. S. 11 f.). Jener Verlust wird, wenn wir zunächst von dem Wasserzufluss aus dem Schwarzen Meere absehen, durch eine kräftige Strömung ersetzt, welche durch die Strasse von Gibraltar (an der schmalsten Stelle $1^3/_4$ geogr. Meile breit und nur 120 bis 200 Faden tief) in das Mittelländische Meer eindringt: eine den Schiffern vielfach sehr unbequeme Strömung, welche sie bei ausbleibendem Ostwinde bisweilen mehrere Monate lang am Ausfahren hindert. Nach Carpenter[1]) ist das an der Oberfläche ostwärts sich bewegende Wasser an dem geringeren specifischen Gewicht sofort erkennbar. Doch lehren uns gleichzeitig die beobachteten Differenzen im Salzgehalt, dass sich eine submarine Strömung, welche wahrscheinlich auf die verschiedene specifische Schwere des Wassers zurückzuführen ist, aus dem Mittelmeere in den Atlantischen Ocean ergiesst. So hat das Wasser über dem atlantischen Abhang des „ridge“ (der unterseeischen Anschwellung zwischen dem Atlantischen Ocean und dem Mittelmeer) an der Oberfläche ein specifisches Gewicht von 1,0270, in 350 Faden Tiefe aber von 1,0285; das letztere Wasser ist offenbar mediterranen Ursprungs. Ueber dem „ridge“ selbst erlangt das Oberflächenwasser ein specifisches Gewicht von 1,0271, in 125 Faden Tiefe aber von 1,0292. Auch hier zeigt sich also deutlich der Gegensatz zwischen oceanischem und mediterranem Wasser. Oestlich des „ridge“ beträgt in 330 Faden Tiefe die specifische Schwere sogar 1,0293. Ein Zeugniss für die Existenz jener submarinen Strömung lieferte übrigens längst schon die beglaubigte Thatsache, dass ein Schiff, welches im Jahre 1712 zwischen Tarifa und Tanger in den Grund geschossen wurde, einige Tage später etwa 5 Stunden weiter westlich bei Tarifa auf den Strand trieb, also in einer dem Oberflächenstrome ganz entgegengesetzten Richtung seinen Curs genommen hatte. Auch durfte man einen solchen Strom schon deshalb fordern, weil ohne ihn das Mittelmeerwasser bereits zu einer viel stärkeren Soole geworden sein müsste.

Aehnlichen Verhältnissen begegnen wir am Eingang des Schwarzen Meeres. Da sein Süsswasserzufluss wesentlich grösser ist als sein Verdampfungsverlust, so müsste, falls der Bosporus geschlossen wäre, der

[1]) Vgl. Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XVIII (1874), p. 328.

Pontusspiegel steigen und sich so weit ausbreiten, bis sich Zufluss und Evaporation das Gleichgewicht hielten. Da jedoch diese Vorbedingung nicht erfüllt ist, so dringt eine ziemlich heftige Strömung von Nord nach Süd sowohl durch den Bosporus als auch durch die Dardanellen-Strasse. Aber auch diese Strömung ist, wie die Untersuchungen am Bord des „Shearwater“ im October 1872 ergaben, nur eine oberflächliche. Schon in einer Tiefe von 20 Faden fand man beim Lothen eine Unterströmung, welche sich mit ausserordentlicher Stärke in das Schwarze Meer ergiesst. Da sich auch hier die Unterströmung aus dem salzreicheren Meere einen Pfad in das weniger salzhaltige bahnt, so dürfen wir ihre Entstehung ebenfalls dem Salinitätsunterschiede beider Meere zuschreiben. Wir haben hierzu um so mehr Grund, als wir eine derartige Erscheinung noch an einer dritten Stelle treffen: im Sunde, wo sich die überschüssigen Wasser der Ostsee an der Oberfläche nach Nord hin, also zur Nordsee bewegen, während eine Unterströmung aus der salzhaltigen Nordsee in die Ostsee einbricht.

Zwei derartige Strömungen beherrschen sicher auch den Eingang des Rothen Meeres. Ohne einen nennenswerthen Zufluss zu empfangen, verdunstet dasselbe jährlich eine 7 Meter hohe Wasserschicht. Da nun seine mittlere Tiefe nur c. 400 Meter beträgt, so würde es in ungefähr 60 Jahren völlig ausgetrocknet sein, wenn die Strasse Bab-el-Mandeb nicht den Eintritt des oceanischen Wassers gestattete. Nun hat Buist in Bombay berechnet, dass sich das vom Meere zugeführte Salz in einem Zeitraume von höchstens 3000 Jahren, vielleicht schon in 1500 bis 2000 J., zum grössten Theil in eine feste Salzmasse verwandeln müsste, wenn keine unterseeische Rückströmung dies verhinderte. Da jedoch das Rothe Meer selbst in seiner heutigen Gestalt ein viel höheres Alter besitzt, so kann die Existenz jener unterseeischen Strömung kaum bezweifelt werden.

Die soeben erwähnten Ausgleichsströmungen, in denen eines der bekanntesten hydrostatischen Gesetze zum Ausdruck gelangt, sollten uns unmittelbar davon überzeugen, dass die Oceane der Erde im allgemeinen in gleichem Niveau sich befinden[1]). Trotzdem wurde noch bis in neuere Zeit viel über diese Frage gestritten. Bereits in der Mitte des 17. Jahrhunderts hatte Bernhard Varen gelehrt, dass die Spiegel aller Oceane unter einer Gleichgewichtslinie lägen. Dem widersprach jedoch das irrige Ergebniss des Nivellements, welches unter der Leitung Lepère's zur Zeit des Napoleonischen Feldzugs in Aegypten auf der Landenge von Sues vorgenommen wurde; nach

[1]) Wir sehen hierbei von denjenigen Unebenheiten ab, welche von der Attraction der Festlandsmassen herrühren (vgl. Bd. I, S. 158 f.).

diesem sollte sich nämlich der Spiegel des Rothen Meeres um 30 P. Fuss 6 Linien (nahezu 10 Meter) über den des Mittelmeeres erheben. Damals glaubte man fast allgemein an die Richtigkeit jener Messung, und A. v. Humboldt suchte dieses vermeintliche Aufstauen des Meeresspiegels im Rothen Meere durch örtlich vorwaltende Winde und Strömungen zu rechtfertigen, sowie dadurch, dass die Form des Canals (Bab-el-Mandeb) geeigneter sei, die indischen Wasser ein- als ausströmen zu lassen [1]). Doch ist jene Differenz längst als eine Folge von Messungsfehlern erkannt; denn eine neue Messung, welche in den Jahren 1846 und 1847 von Stephenson, Negretti, Talabot und Bourdaloue auf Befehl des Vicekönigs von Aegypten ausgeführt wurde, reducirte den Unterschied der beiden Spiegel auf 3 Centimeter [2]). Auch anderwärts hat sich die Richtigkeit des Varen'schen Satzes bestätigt. Auf A. v. Humboldt's Anregung liess Gen. Bolivar 1828 durch Lloyd und Falmark ein Nivellement der Landenge von Panama vornehmen; es stellte sich hierbei nur eine Höhendifferenz von 1,1 Meter zwischen den Spiegeln der Südsee und des Atlantischen Meeres heraus, eine Differenz, welche wohl aus kleineren Ablesungsfehlern hervorgegangen sein mag [3]). Aehnliches gilt auch von dem berühmten Nivellement, welches Coraboeuf in den Jahren 1825 bis 1827 zwischen dem Fort Socoa bei Bayonne und Fort St. Ange bei Perpignan, also zwischen dem Atlantischen Ocean und dem Mittelmeer ausführte; denn er ermittelte nur einen Unterschied von 0,73 Meter [4]). Ebenso hat die russisch-skandinavische Gradmessung (1816 bis 1851) das wichtige Ergebniss geliefert, dass alle durch sie verbundenen Meerestheile, das Schwarze Meer, die Ostsee und das Eismeer, in einem und demselben Niveau stehen. Die Unterschiede, welche man fand, sind zu unbedeutend, als dass man sie nicht kleinen Fehlern im Nivellement zuschreiben müsste. Ebenso gelangte man durch den Anschluss der österreichischen Triangulation an die russische zu der Erkenntniss, dass das Adriatische Meer mit den vorhererwähnten gleiches Niveau hat [5]).

Es soll jedoch keineswegs geleugnet werden, dass das Niveau des Meeres je nach dem zeitweiligen Luftdruck (so besonders bei anhaltend schweren oder leichten Winden) locale Schwankungen erleidet. Das Meer selbst ist in dieser Hinsicht ein grosses Barometer, welches

[1]) Kosmos. Bd. I, S. 324.

[2]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXLV (1855), p. 112.

[3]) A. v. Humboldt, Centralasien. Deutsch von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. I, S. 547.

[4]) l. c. S. 550.

[5]) Petermann's Mittheilungen 1857, S. 321.

bei jeder Verminderung des Luftdruckes 13,3 mal so hoch steigt, als das Quecksilber in der Torricelli'schen Röhre sinkt. Dieses Gesetz wurde für den Atlantischen Ocean 1831 aus Beobachtungen bei Brest, später auch bei Lorient von Daussy, für die Ostsee von dem Schweden Schulten nachgewiesen [1]). Ebenso wenig ist daran zu zweifeln, dass an den Rändern der Continente durch die Massenanziehung der Erdfesten die oceanischen Wasser stets emporgehoben werden; die Gestade und die centralen Theile der Weltmeere werden demnach niemals dieselbe Niveauhöhe besitzen. Andrerseits aber ist die Annahme zu verwerfen, dass das Niveau des Oceans bisweilen an benachbarten Küstenpunkten constant beträchtliche Abweichungen zeige. Eine solche Annahme trifft nicht einmal dann zu, wenn jene Punkte den Ufern verschiedener Randmeere oder sogar verschiedener Weltmeere angehören; denn auch in solchem Falle forschen wir vergeblich nach Kräften, welche das eine Meer hinsichtlich seiner Niveauhöhe beständig vor dem anderen begünstigen könnten. Vielmehr erscheint hier die Anschauung völlig gerechtfertigt, dass irgend welche Niveaudifferenzen nach den Gesetzen der Hydrostatik durch Ausgleichsströmungen stets sofort wieder beseitigt werden.

[1]) Comptes rendus, Tome III (1836), p. 136 sq.

VI. Die Höhe und der Druck des Luftmeeres.

Eine unabsehbare, tiefe Wassermasse, deren Betrachtung die vorigen Abschnitte gewidmet waren, bildet die eine Hülle, die sich über den grössten Theil des festen Erdkörpers ausbreitet; aber noch mächtiger und weiter ausgedehnt ist die andere Hülle unseres Planeten, welche Länderräume und Oceane gleichmässig umspannt: die Atmosphäre.

Das Gasgemenge, aus welchem die Atmosphäre besteht, nennt man die Luft. Sie setzt sich zusammen aus 79 Raumtheilen (77 Gewichtstheilen) Stickgas und 21 Raumtheilen (23 Gewichtstheilen) Sauerstoffgas, welches Verhältniss nirgends, auch in den verschiedensten uns erreichbaren Höhen nicht, wesentlich gestört erscheint. Zu den angeführten Elementen kommt noch eine vergleichsweise ausserordentlich geringe Quantität Kohlensäure (3,3 bis 5,3 Raumtheile auf 10 000 Raumtheile Luft), sowie der Wasserdampf. Da der letztere kein permanentes Gas ist, sondern oft zu Wasser condensirt wird, so ist der Wasserdampfgehalt der Luft örtlich und zeitlich grossen Schwankungen unterworfen. In unseren Breiten beträgt der Druck des atmosphärischen Wasserdampfes etwa 0,01, in der tropischen Zone etwa 0,03 des Gesammtdruckes der Atmosphäre.

Bis zu welcher Höhe erhebt sich nun der Luftkreis? Einen Maximalwerth für dieselbe hat Laplace[1]) in folgender Weise theoretisch festzustellen gesucht. Durch die Rotation der Erde wird jedem materiellen Punkte ausserhalb der Erdaxe das Bestreben mitgetheilt, sich in der Richtung der Tangente von dem Mittelpunkte seiner Bahn zu entfernen. Dieser Kraft, der Centrifugal- oder Fliehkraft, wirkt die Anziehungskraft der Erde entgegen. Wie nun ein an einer Schnur befestigter Stein im Schwingen sich losreisst und forteilt, sobald die Fliehkraft den Widerstand des Fadens überwältigt, so müssen auch diejenigen Lufttheilchen sich von dem Luftkreise hinwegbewegen, die ausserhalb jener Grenze liegen, wo sich Anziehungskraft und Flieh-

[1]) Traité de Mécanique céleste. Paris 1799. Tome II, livre III, chap. VII, p. 167 sq.

kraft das Gleichgewicht halten. Diese Grenze bezeichnet also das obere Ende der Atmosphäre, und sie befindet sich nach Laplace's Berechnung unter dem Aequator in einer Höhe von 5,6 Erdhalbmessern oder von c. 4810 geogr. Meilen. Dies würde demnach der Maximalwerth für die Höhe der Atmosphäre sein.

Im Vergleich hierzu ausserordentlich niedrig ist derjenige Theil des Luftkreises, der eine lichtreflectirende Kraft besitzt. Die Höhe desselben lässt sich annähernd aus der Dauer der Dämmerung ableiten, welche bekanntlich von der Reflexion (Spiegelung) und Diffusion (unregelmässige Zerstreuung) des Lichtes in der Atmosphäre herrührt. Aus zahlreichen Beobachtungen hat sich nun ergeben, dass der letzte Saum abendlicher Dämmerung am Horizonte verschwindet, wenn die Depression des Sonnenmittelpunktes einen Winkel von ungefähr 16 Grad erreicht hat[1]). Nach Behrmann kommen die letzten Lichtreflexe aus einer Höhe von 8,13 geogr. Meilen. Natürlich bezeichnet diese Höhe nicht die wahre Grenze der Atmosphäre, sondern nur diejenige Grenze, jenseits welcher die lichtreflectirende Wirkung der Luft aufhört, für unseren Sehnerv merkbar zu sein. Immerhin darf aus der nahezu constanten Dauer der Abenddämmerung geschlossen werden, dass in einer Höhe von c. 8 geogr. Meilen die Dichte der Luft sich aussergewöhnlich schnell verringert.

Aus dem Elasticitätsgesetze der Gase hat man berechnet, dass in einer Höhe von ziemlich 8 geogr. Meilen über dem Meeresspiegel der Luftdruck bereits so gering sein muss, dass er nur eine 1 Millimeter hohe Quecksilbersäule zu tragen vermag; die Luft ist dort in einem Grade verdünnt, wie er kaum in dem Recipienten einer Luftpumpe hergestellt werden kann. In 10 bis 12 Meilen Höhe tritt sicher schon ein Zustand äusserster Verdünnung ein. Und doch bezeugen uns gewisse Vorgänge am nächtlichen Himmel unzweideutig, dass sich die Luft thatsächlich mehr als doppelt so hoch erhebt: das Aufleuchten von Sternschnuppen in einer Höhe von 25 geogr. Meilen zwingt uns zu dieser Annahme, da ihr Feuerschein nur eine Folge der durch den Luftwiderstand hervorgerufenen Erhitzung ist. (Vgl. Bd. I, S. 111.) Bis zu welchen Fernen sich das letzte Atom unseres Luftkreises ver-

[1]) Der früher allgemein angenommene Werth von 18 Grad ist ungenau. Julius Schmidt in Athen fand für das Ende der astronomischen Dämmerung eine Depression des Sonnenmittelpunktes von 15,92 Grad mit einem wahrscheinlichen Fehler von ± 0,46 Grad. In ziemlicher Uebereinstimmung hiermit ermittelte Behrmann in den Tropen (zwischen 18° n. Br. und 20° s. Br.) hierfür einen Werth von 15,61 Grad mit einem wahrscheinlichen Fehler von ± 0,25 Grad.

irrt, wird für alle Zeit ein unlösbares Problem bleiben; es lässt sich nur sagen, in welcher Höhe die Dichtigkeit der Luft unmerklich wird.

Ist es gestattet, hierher, d. h. in eine Höhe von 25 geogr. Meilen, die Grenze des Luftkreises zu verlegen, so erscheint uns derselbe im Vergleich zu dem Erdkörper als sehr geringfügig. Einem Globus von einem Meter Durchmesser würde nur eine 1,45 Centimeter dicke Atmosphäre entsprechen, von welcher wiederum nur ein äusserst kleiner Theil, etwa das unterste Fünfzigstel, organisches Leben beherbergt.

Hat die Luft, wie alle Gase, einestheils das Bestreben, sich im Raume möglichst auszudehnen, so steht sie doch anderntheils, wie alle Körper, unter dem Gesetz der Schwere; sie wird demnach von der Erde angezogen und übt auf alle Gegenstände, mit denen sie sich berührt, also nicht bloss auf Festländer und Oceane, sondern auch auf ihre eigenen unteren Schichten einen Druck aus. In Folge dieser Eigenschaft nimmt sie je nach dem Drucke, welcher auf sie wirkt, ein verschiedenes Volumen ein, ist also nicht überall gleich dicht; sie ist vielmehr auf der Sohle des Luftoceans, am Spiegel des Meeres, am dichtesten und lockert sich nach oben zu mehr und mehr auf, weil die Mächtigkeit der darüber liegenden Schichten nach oben zu sich stetig vermindert. Schon Blaise Pascal[1]) (1623—1662) hatte beobachtet, dass ein Ballon, der im Thale einigermassen mit Luft gefüllt, hierauf aber möglichst gut verschlossen und auf die Berge getragen wurde, sich dort beträchtlich aufblähte. Dieselbe Luftmenge, welche im Tieflande unter der Last der ganzen Atmosphäre auf einen relativ kleinen Raum zusammengepresst wird, bringt demnach ihre Tendenz, sich auszudehnen, mit Erfolg zur Geltung in Meereshöhen, wo jener Druck ansehnlich geringer ist.

Ist ein Körper von zwei Luftmassen mit gleicher Spannung umgeben, so wird der Druck, welchen die eine auf ihn ausübt, durch den Gegendruck der anderen neutralisirt. Daher kommt es, dass selbst die dünnen Häutchen einer Seifenblase durch den Luftdruck nicht zerrissen werden. Befindet sich aber in einer Röhre zwischen einem luftleeren Raum und der Atmosphäre ein nach oben verschiebbarer luftdichter Körper, so wird derselbe durch die Spannkraft der atmosphärischen Luft so weit in den luftleeren Raum hineingedrängt, bis das Gewicht des gehobenen Körpers der Spannkraft der Luft das Gleichgewicht hält. Daher steigt das Wasser in einer vertical gestellten Röhre empor, sobald man die Luft aus derselben saugt. Deshalb lässt sich auch eine bis oben mit Wasser gefüllte, durch ein Stück Papier sorglich überdeckte Flasche umkehren, ohne dass ein Tropfen Wasser ausfliesst; denn der von unten her wirkende Luftdruck, welcher den

[1]) Traité de l'Équilibre des liqueurs. Paris 1663. p. 53.

vollen Atmosphärendruck repräsentirt, ist weit grösser als derjenige der kleinen Wassersäule innerhalb der Flasche.

Als die Pumpenmacher von Florenz in einem Saugrohre das Wasser mehr als 10,3 Meter heben wollten, wurden sie zu ihrem grössten Erstaunen gar bald inne, dass alle Anstrengungen fruchtlos waren. Damals erklärte man dies mit dem aristotelischen „Abscheu der Natur vor dem Leeren"; doch vermuthete bereits Galilei, dass diese Thatsache mit der Schwere der Luft in Verbindung zu bringen sei, was durch seinen Schüler Torricelli streng bewiesen wurde. Im Jahre 1643 füllte derselbe eine am Ende verschlossene Glasröhre mit Quecksilber, drückte die Oeffnung mit dem Daumen zu, kehrte die Röhre um und senkte sie in eine Schale mit Quecksilber. Als er den Finger zurückzog, entleerte sich das Quecksilber nicht vollständig, sondern blieb in der Röhre bis zu einer Höhe von 760 Millimetern stehen. Dieser Apparat war die älteste Form des Barometers. Die Quecksilbersäule innerhalb der Röhre ist offenbar als ein Gegengewicht gegen den atmosphärischen Luftdruck anzusehen. Nun erkannte man auch, warum die Wassersäule in dem obigen Falle nicht über 10,3 Meter hoch stieg. Vermochte nämlich der atmosphärische Druck eine Quecksilbersäule von 760 Millimeter zu tragen, so konnte die an ihre Stelle tretende Wassersäule 13,6mal so gross sein (also = 10,3 Meter), da das Wasser 13,6mal so leicht ist als das Quecksilber. Es war demnach ermittelt, dass das Gewicht einer bis an's obere Ende des Luftoceans reichenden Luftsäule übereinstimmt mit dem einer 10,3 Meter hohen Wassersäule oder einer 760 Millimeter hohen Quecksilbersäule von gleichem Durchschnitt.

Ist es wirklich der Luftdruck, welcher das Quecksilber in der Barometerröhre emportreibt, so muss in gleichem Masse mit ihm auch der Barometerstand abnehmen, wenn man sich senkrecht erhebt. Dies wurde zuerst durch Blaise Pascal[1]) erwiesen, dessen Schwager Périer am 19. September 1648 die Quecksilberhöhe auf dem Gipfel des 1477 Meter hohen Puy de Dôme beobachtete, während gleichzeitig in dem benachbarten Clermont der Stand des Barometers genau aufgezeichnet wurde. Man gelangte hierbei zu dem wichtigen Ergebniss, dass die Quecksilbersäule auf der Spitze des Puy de Dôme 3 Par. Zoll $1^1/_2$ Linie (84,6 Millimeter) niedriger war als in Clermont.

J. J. Scheuchzer machte im Anfang des 18. Jahrhunderts ähnliche Erfahrungen, als er die Barometerstände am Fusse und an der Spitze verschiedener Thürme mit einander verglich. So erhielten er und sein Bruder an der Züricher Domkirche bei 241 Par. Fuss 4 Zoll (= 78,4 Meter) senkrechtem Höhenabstand $3^1/_2$ Linien (= 7,9 Milli-

[1]) l. c. p. 164 sq.

meter) Unterschied in den Quecksilberständen. Auch wagte es Scheuchzer in den Jahren 1705 bis 1707 zum ersten Male, die Differenzen der Quecksilbersäulen zu Höhenmessungen zu benützen. Er verglich bei seinen Alpenwanderungen die Quecksilberhöhe auf Gipfeln und Pässen, während gleichzeitig in Zürich der Gang des Barometers beobachtet wurde, und ging bei der Berechnung davon aus, dass ein Sinken des Barometers um 1 Linie einer Erhebung von 80 Fuss entspreche, dass somit jedes Herabsteigen des Quecksilbers um einen Raumtheil eine 11 520 solcher Raumtheile umfassende verticale Erhebung fordere [1]).

Diese Rechnung musste unbedingt fehlerhafte und zwar zu niedrige Resultate liefern; denn man hatte dabei vorausgesetzt, dass die Dichtigkeit der Luft in allen Höhen dieselbe sei. Es war also das erst später (1717) von Mariotte [2]) entdeckte und nach ihm benannte Gesetz völlig ausser Betracht geblieben, nach welchem sich die Luft mit der Zunahme ihres eigenen Druckes verdichtet, mit der Abnahme sich auflockert und nach welchem die Volumina einer und derselben Menge Luft immer dem auf ihr lastenden Drucke umgekehrt proportional sind. Muss man sich also c. 10,5 Meter hoch erheben, damit die Quecksilbersäule von 760 auf 759 Millimeter sinkt, so ist es nothwendig, doppelt so hoch, also 21 Meter, empor zu steigen, damit sich der Barometerstand von 380 Millimeter um 1 Millimeter vermindert. Die durchschrittene Luftmenge ist in beiden Fällen dieselbe; nur erfüllt sie im ersteren einen halb so grossen Raum wie im letzteren. Es ergiebt sich hieraus, dass, wenn die Barometerstände arithmetisch abnehmen, die senkrechten Erhebungen geometrisch wachsen müssen. Somit können die senkrechten Höhen aus den logarithmischen Unterschieden der Barometerstände berechnet werden.

Ist an irgend einem Orte der Barometerstand gleich 760 Millimeter, so hat man sich von hier aus um 10,5 Meter zu erheben, wenn die Quecksilbersäule um 1 Millimeter fallen soll; in dieser Höhe ist also der Barometerstand $= 759$ Millimeter oder $760 \cdot \frac{759}{760}$ Millimeter. Wir werden nicht wesentlich irren, wenn wir voraussetzen, dass die Luft innerhalb der genannten Stufe, also vom Meeresspiegel bis zu 10,5 Meter Höhe, so dicht sei wie am Boden. Die zweite Stufe, zwischen 10,5 und 21 Meter Meereshöhe, hat nach dem Mariotte'schen

[1]) J. J. Scheuchzer, Itinera Alpina. Londini 1708. Iter sec. p. 7. Vgl. O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 688 ff.

[2]) Erfahrungsgemäss festgestellt war das Gesetz bereits durch Boyle im Jahre 1680; Mariotte fand, gestützt auf eigene Versuche, hierfür den einfachen Ausdruck.

Gesetz bereits eine geringere Dichtigkeit. Da nur $\frac{759}{760}$ des gesammten atmosphärischen Druckes auf ihr lastet, so ist auch die Luftdichtigkeit innerhalb dieser Stufe nur $\frac{759}{760}$ von derjenigen der ersten Stufe; dementsprechend fällt auch die Quecksilbersäule, wenn man von 10,5 zu 21 Meter Höhe emporsteigt, nicht 1, sondern nur $\frac{759}{760}$ Millimeter. Am oberen Ende der zweiten Stufe ist demnach der Barometerstand:

$$760\ \frac{759}{760} - \frac{759}{760} = \frac{759}{760}(760-1) = \frac{759^2}{760} = 760\left(\frac{759}{760}\right)^2 \text{ Millim.}$$

Wird das Barometer durch eine dritte Stufe abermals um 10,5 Meter, also bis zu einer Höhe von 31,5 Meter emporgetragen, so sinkt das Quecksilber natürlich wiederum weniger als in der zweiten Stufe und zwar, da diese Schicht $\frac{759}{760}$ mal leichter ist als die vorhergehende, nur $\frac{759}{760}$ des Raumes, um welchen es in der zweiten Stufe gefallen war, also nur $\frac{759}{760} \cdot \frac{759}{760} = \left(\frac{759}{760}\right)^2$ Millimeter. Somit ist der Barometerstand am oberen Ende der dritten Stufe:

$$760\left(\frac{759}{760}\right)^2 - \left(\frac{759}{760}\right)^2 = \left(\frac{759}{760}\right)^2(760-1) = \frac{759^3}{760^2} = 760\left(\frac{759}{760}\right)^3 \text{ Millim.}$$

Nun ist das Gesetz leicht zu übersehen. Am oberen Ende der vierten Stufe (in 42 Meter Meereshöhe) wird der Barometerstand $= 760\left(\frac{759}{760}\right)^4$, am oberen Ende der fünften Stufe (in 52,5 Meter Meereshöhe) $= 760\left(\frac{759}{760}\right)^5$ Millimeter, demnach am oberen Ende der n^{ten} Stufe $= 760\left(\frac{759}{760}\right)^n$ Millimeter sein.

Ist nun der Barometerstand B an dem einen Orte $= 760\left(\frac{759}{760}\right)^m$ und derjenige an einem höheren Orte $b = 760\left(\frac{759}{760}\right)^n$ Millimeter, so ist offenbar der Höhenunterschied beider Orte $= (n - m)\ 10{,}5$ Meter. Da $B = 760\left(\frac{759}{760}\right)^m$ und $b = 760\left(\frac{759}{760}\right)^n$, so ist

$$\log. B = \log. 760 + m \,.\, \log. \frac{759}{760} \text{ und}$$

$$\log. b = \log. 760 + n \,.\, \log. \frac{759}{760}.$$

Subtrahirt man die zweite Gleichung von der ersten, so folgt hieraus:

$$\log. B - \log. b = (\mathrm{m} - \mathrm{n}) \log. \frac{759}{760} \text{ und}$$

$$\log. B - \log. b = (\mathrm{n} - \mathrm{m}) \; 0{,}0005718;$$

demnach ist

$$\mathrm{n} - \mathrm{m} = \frac{\log. B - \log. b}{0{,}0005718}.$$

Da nun die beiden Orte einen Höhenunterschied h von (n — m) $\times$ 10,5 Meter aufweisen, so dürfen wir auch sagen:

$$h = 10{,}5 \text{ Meter} \cdot \frac{\log. B - \log. b}{0{,}0005718} = 18\,363 \text{ Meter } (\log. B - \log. b)$$

$$\text{oder } h = 18\,363 \log. \frac{B}{b} \text{ Meter.}$$

Soll die Höhe in Pariser Fuss ausgedrückt werden, so lautet die Gleichung

$$h = 56\,529 \log. \frac{B}{b} \text{ Par. Fuss}^{1}).$$

Gleichgiltig ist es, ob die Barometerstände in Millimetern oder Pariser Linien angegeben sind, da der Quotient $\frac{B}{b}$, somit auch die Differenz log. B — log. b stets denselben Werth behält.

Den angeführten Weg der Berechnung, den man im Princip auch heute noch nicht verlassen hat, betrat zuerst Edmund Halley (1656 bis 1724)[2]. Er bestimmte zunächst das specifische Gewicht der Luft und des Quecksilbers und sodann das Gesetz der Abnahme des Druckes mit der Höhe. Seine Formel lautet:

$$h = 62\,169{,}795 \log. \frac{B}{b} \text{ engl. Fuss oder}$$

$$h = 9719 \log. \frac{B}{b} \text{ Toisen.}$$

Sie liefert bei gewissen Lufttemperaturen (namentlich dann, wenn sich die halbe Summe der oberen und unteren Luftwärme nicht allzuweit von 6 ° C. entfernt,) gute Höhenangaben; hingegen erweist sie sich schon bei geringen Höhenunterschieden unter den Tropen als untauglich.

Der an der peruanischen Gradmessung (1735 bis 1742) betheiligte Astronom Bouguer, welcher oft barometrische und trigonometrische Höhen mit einander verglich, ermittelte die einfache Formel:

$$h = 9667 \log. \frac{B}{b} \text{ Toisen.}$$

[1]) 1 Meter = 3,07844 Par. Fuss; 18 363. 3,70844 = 56 529.

[2]) „A discourse of the Rule of the decrease of the hight of the Mercury in the Barometer etc.“ in den Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. XVI (1686 u. 1687), p. 104—116.

Doch erlangt man mit Hilfe derselben, wie Bouguer selbst bemerkt, nur für das Hochland und Hochgebirge annähernd richtige Resultate.

Es fehlte also bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts eine genaue, allgemein giltige Barometerformel: die vorhandenen veranlassten entweder stets grosse Irrungen, wie die Scheuchzer'sche, oder sie waren nur für beschränkte Räume brauchbar, wie die Halley's und Bouguer's. Cassini de Thury erklärte deshalb die Schwankungen des Barometers in Folge von Wärme, Nebel, Regen und Wind für so unberechenbar, dass die Höhe der Quecksilbersäule niemals zur Ableitung der Bergeshöhen benützt werden könne[1]). So geringe Erwartungen knüpften sich an die barometrischen Höhenmessungen, als der Schweizer Jean André de Luc im Jahre 1757 von neuem diesem Gegenstand eine eingehende Untersuchung widmete. Indess sollte es ihm gelingen, die erste allgemein anwendbare Barometerformel festzustellen[2]).

J. de Luc war es, welcher zuerst mit den Barometerbeobachtungen thermometrische Aufzeichnungen vereinigte und den Einfluss der Temperatur auf das Gewicht der Luft wie auf die Höhe der Quecksilbersäule berücksichtigen lehrte.

Befindet sich von zwei in gleicher Meereshöhe aufgehangenen Barometern das eine in der Sonne, das andere im Schatten, so wird die Quecksilbersäule des besonnten Barometers höher stehen als die des anderen, weil im ersteren Falle das Quecksilber durch die zugestrahlte Sonnenwärme eine merkliche Ausdehnung erfährt. Will man also aus zwei Barometerständen absondern, was eine Wirkung des Luftdruckes und was eine Wirkung der Quecksilbererwärmung ist, so muss man durch Rechnung zuerst ermitteln, bis zu welchen Punkten sich die Quecksilbersäulen erhoben hätten, wenn ihre Temperatur dieselbe gewesen wäre. J. de Luc bestimmte den Ausdehnungscoëfficienten des Quecksilbers noch mit dem Barometer selbst und konnte daher unmöglich ein genaues Resultat erhalten; dennoch befriedigt dasselbe in hohem Grade, da er im übrigen grosse Sorgfalt auf diese Messungen verwandte. Nach J. de Luc beträgt der Ausdehnungscoëfficient des Quecksilbers $^1/_{4320}$ (statt $^1/_{4400}$), d. h. das Volumen des Quecksilbers wird durch eine Temperaturerhöhung von 1 ° R. um $^1/_{4320}$ vergrössert. Er nahm 10 ° R. als neutrale Quecksilbertemperatur an und zog für

[1]) Réflexions sur les observations du baromètre. Histoire et Mémoires de l'Académie des Sciences, Année 1740. Paris 1742. p. 94.

[2]) J. A. de Luc, Recherches sur les modifications de l'Atmosphère. Genève 1772. Tome II, § 606—634 (p. 98—137).

jeden Grad R. über dieser Temperatur $^3/_{40}$ Linie ab oder fügte für jeden Grad unter dieser Temperatur $^3/_{40}$ Linie zu dem Barometerstande hinzu.

Kräftiger noch als das Quecksilber werden die Luftschichten durch die Wärme ausgedehnt. J. de Luc erkannte, dass man bei niedrigen Temperaturen nicht so hoch empor zu steigen brauche, um das Barometer um einen Zoll fallen zu sehen, wie bei hohen Temperaturen. Mit Hilfe seines Bruders verglich er im Jahre 1759 am Salève bei Genf auf 15 Standorten, deren Höhe er geometrisch gemessen hatte, den Gang der Thermometer und Barometer, um den Einfluss der Luftwärme auf die senkrechte Vertheilung des Luftdruckes zu erforschen, und fand als Ausdehnungscoëfficienten der Luft $^1/_{215}$ (statt $^1/_{273}$).

Bei Berechnung der Höhe verfuhr J. de Luc in folgender Weise: Nachdem er die Barometerhöhe von der Wirkung der Quecksilberwärme gereinigt hatte, suchte er die Differenz der Logarithmen der Barometerstände, ausgedrückt in Pariser Linien, die mit 10 000 multiplicirt die Höhe in Toisen angiebt, so oft die halbe Summe der oberen und unteren Luftwärme 16,75 ° R. beträgt. Für je 1 ° R. über dieser Temperatur addirte er $^1/_{215}$ zu der ermittelten Höhe; für je 1 ° R. unter dieser Temperatur hingegen subtrahirte er $^1/_{215}$. Die Formel J. de Luc's lautet demnach:

$$h = 10000 \text{ Toisen} \left(1 + \frac{\frac{T+t}{2} - 16{,}75\,^{\circ}\text{R.}}{215}\right) \log. \frac{B' - (T' - 10)\frac{B}{4320}}{b' - (t' - 10)\frac{b}{4320}}$$

wobei T und t die Temperaturen der Luft, T' und t' die Temperaturen des Quecksilbers an der oberen und unteren Station in Graden der Reaumur'schen Scala, B' und b' die abgelesenen, B und b die auf gemeinschaftliche Temperatur reducirten Barometerhöhen bedeuten.

Eine weitere Verschärfung erhielt die Barometerformel durch Laplace[1]). Er bestimmte den Coëfficienten nach den genauen Messungen, welche die französische Akademie mittlerweile veranlasst hatte, und gelangte so zu einer Formel, welche allen späteren Barometerformeln als Grundlage diente und über die man im wesentlichen heute noch nicht hinausgekommen ist. Sie lautet, abgesehen von den Schwerecorrectionen und berichtigt durch den Ramond'schen Coëfficienten:

$$h = 18\,336 \text{ Meter} . \log. \frac{B}{b}\left(1 + \frac{T+t}{500}\right),$$

wobei B und b, T und t die gleiche Bedeutung haben wie oben. Daneben führte Laplace noch folgende Correction ein. Die Intensität

[1]) Traité de Mécanique céleste. Paris 1802. Tome IV, p. 289—293.

der Schwere nimmt ab, je weiter man sich von dem Erdmittelpunkte entfernt; sie vermindert sich also auch in der Richtung von den abgeplatteten Polargebieten nach den angeschwollenen äquatorialen Theilen. Zur Beseitigung des hieraus resultirenden Fehlers hat Laplace Tafeln ausgearbeitet; es ist zu den nach der obigen Formel berechneten Höhen ein kleiner Werth zu addiren, welcher gleich ist dem Product von 52,166 Meter und dem Cosinus der doppelten Breite. Ferner beachtete Laplace bei Aufstellung seiner Formel, dass die Anziehungskraft der Erde auch in den höheren Luftregionen eine geringere ist als in den unteren, was eine vermehrte Auflockerung der Luft in höheren Schichten zur Folge hat. Somit ist dem Rechnungsergebniss noch ein kleiner Werth hinzuzufügen. Der Betrag dieser beiden Verschärfungen ist überdies so unbedeutend, dass er selbst unter dem Aequator bei Höhen von 4000 Metern, also bei grösster Cumulation der Unrichtigkeiten, nur etwa eine Grösse von 10 Metern erreicht. Nach der vollständigen Laplace'schen Formel ist

$$h = 18\,336 \text{ Meter } (1 + 0{,}002845 \cos. 2\psi) \left(1 + \frac{T + t}{2}\, 0{,}004\right)$$

$$\times \left(1 + \frac{h}{r}\right) \left(\log. \frac{B}{b} + \frac{h}{r}\, 0{,}868589\right),$$

wobei ψ die geographische Breite und r den Erdradius bezeichnet.

Obwohl diese Formel von Laplace mit voller Strenge entwickelt war, harmonirten doch die mit Hilfe derselben ermittelten barometrischen Höhen nicht immer genau mit den trigonometrischen Bestimmungen oder den Nivellements. Deshalb unternahm es Ramond, durch genaue Messungen, die er an dem Pic du Midi de Bigorre ausführte, die Richtigkeit der Laplace'schen Formel nochmals auf das Sorgfältigste zu prüfen. Der genannte Berg erhebt sich, wie aus Ramond's sehr zuverlässigem Nivellement hervorgeht, von dem an seinem Fusse gelegenen Orte Tarbes ziemlich frei von 322 zu 2935 Meter Meereshöhe; er hat also eine relative Höhe von 2613 Metern. Somit wurden diese Untersuchungen unter äusserst günstigen Umständen angestellt, da die Gelegenheit, das Barometer an den Enden einer so hohen und so genau gemessenen Luftsäule zu beobachten, sehr selten ist. Ramond fand, dass der von Laplace zuerst benützte Coëfficient von 18 393 Metern für Mittagsbeobachtungen auf 18 336 Meter erniedrigt werden müsse, wenn richtige Resultate erzielt werden sollen. Aus seinen mehr als 800 Beobachtungen erkannte Ramond, dass die Wahl der Beobachtungsstunde nicht gleichgiltig sei für die barometrische Höhenmessung. Morgen- und Abendbeobachtungen forderten einen grösseren, Beobachtungen um 1 und 2 Uhr Nachmittags einen kleineren Coëfficienten; dagegen hielt er den Mittag für die beste Be-

obachtungszeit, vor allem weil die Luft am ruhigsten sei, und berechnete daher für den Mittag seinen Coëfficienten. Auch der Einfluss der Winde auf die barometrische Höhenmessung wurde von Ramond nicht ausser Acht gelassen; es zeigte sich deutlich, dass bei nördlichen Winden die Höhen zu gross, bei südlichen zu klein ausfielen. Endlich wurde auch die Existenz einer jährlichen Periode bereits von ihm nachgewiesen.

Noch immer war ein Factor von nicht zu unterschätzendem Werth bei den barometrischen Höhenbestimmungen nicht zur Geltung gekommen: der Druck des Wasserdampfes. Derselbe verdient jedoch um so mehr Berücksichtigung, als der Wasserdampfgehalt der Luft zeitlich und örtlich ansehnlichen Schwankungen unterliegt, weshalb sich auch die Quecksilbersäule in der Barometerröhre unter diesem Einflusse bald mehr, bald minder hoch erhebt. In unseren Breiten variirt die Wirkung des Wasserdampfes auf den Barometerstand zwischen weniger als zwei und mehr als fünf Linien im Mittel. Von Laplace bis auf Gauss wurde eine Absonderung dieses geringen Werthes vernachlässigt oder vielmehr durch eine Erhöhung der Temperaturcorrection zu beseitigen gesucht. Erst der grosse Astronom Bessel befreite die Barometerstände von der Wirkung der Luftfeuchtigkeit[1]). Den von Bessel gebrauchten, durch grosse Strenge der Entwicklung ausgezeichneten, aber complicirten Ausdruck für diese Correction führte C. M. Bauernfeind[2]) auf eine einfachere Form zurück; er multiplicirt nämlich die beinahe unveränderte Laplace'sche Gleichung mit dem Factor

$$1 + 0{,}375 . \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma'}{B'} + \frac{\sigma''}{b'} \right),$$

in welchem σ' und σ'' den Dampfdruck an der unteren und oberen Station bedeuten. Bauernfeind hat zu dieser Formel die vorhandenen Tafeln umgerechnet und durch neue zur Bestimmung des hinzugefügten Factors vermehrt.

Aus den Beobachtungen, welche Bauernfeind, unterstützt von einigen seiner Schüler, am Hohen Miesing angestellt hat, ergaben sich noch mehrere wichtige Resultate, die hier mitgetheilt zu werden verdienen.

An dem genannten Berge wurden an fünf Punkten mit annähernd gleichen Verticalabständen Stationen errichtet, deren Gesammthöhen-

[1]) Die von Bessel ausgearbeiteten Tafeln zur psychrometrischen Correction finden sich in Schumacher's Astronomischen Nachrichten. Bd. XV (1838), Nr. 357, S. 360.

[2]) Beobachtungen und Untersuchungen über die Genauigkeit barometrischer Höhenmessungen und die Veränderungen der Temperatur und Feuchtigkeit der Atmosphäre. München 1862. S. 30—32.

differenz nach einem genauen Nivellement 1068,2 Meter betrug. Der Gang der Instrumente (Barometer, Thermometer und Psychrometer) wurde von 8 Uhr Morgens bis 6 Uhr Abends nach Ablauf jeder halben Stunde notirt. Wenn man nun die Mittel der gleichzeitigen Beobachtungen bei der Berechnung benützte, so zeigte sich, dass die barometrischen Höhenmessungen am Morgen und am Abend zu kleine, zwischen 10 Uhr Vormittags und 4 Uhr Nachmittags zu grosse Resultate lieferten. Aus den Beobachtungen um 6 Uhr Abends erhielt man Höhen, die um 29,8 bayr. Fuss (8,7 Meter) zu niedrig waren; diejenigen für Mittags 1 Uhr hingegen übertrafen die wahren Höhen um 16,9 bayr. Fuss (4,9 Meter). Nur mit Hilfe der Beobachtungen von 10 Uhr Vormittags und 4 Uhr Nachmittags gelangte man zu nahezu richtigen Werthen. Hatte schon Saussure bei seinen Beobachtungen am Col de Géant, sowie Ramond bei seinen Beobachtungen am Pic du midi de Bigorre eine solche tägliche Periode erkannt, so wurde sie doch weder von ihnen, noch von späteren Mathematikern eingehender behandelt; erst Bauernfeind machte sie zum Gegenstand einer sorgfältigen Prüfung.

In scharfsinniger Weise wies derselbe nach, dass die Ursache dieser Erscheinung vor allem in den unrichtigen Temperaturangaben zu suchen sei. Die Thermometer hängen gewöhnlich unmittelbar über dem Boden; sie sind also der Wärmestrahlung von unten her in hohem Grade ausgesetzt und zeigen somit nicht die wahre Wärme der horizontalen Luftschicht an, in welcher sie sich befinden, sondern um die Mittagszeit eine höhere, am Morgen und Abend eine niedere. Zweimal wird im Laufe des Tages der Fehler compensirt, nämlich um 10 Uhr Vormittags und kurz nach 4 Uhr Nachmittags. Aus den ermittelten Abweichungen der Höhen berechnete Bauernfeind[1]), um richtige Lufttemperaturen zu erzielen, folgende Correctionen für die Thermometer:

8^h	$10^1/_2{}^h$	12^h	$1^1/_2{}^h$	4^h	6^h
$+ 1{,}48^0$ R.	0^0 R.	$- 0{,}70^0$ R.	$- 1{,}13^0$ R.	$- 0{,}16^0$ R.	$+ 1{,}76^0$ R.

Bauernfeind schreibt die grossen Differenzen zwischen barometrischen und trigonometrischen Höhenmessungen (abgesehen von groben Beobachtungsfehlern) hauptsächlich dem grossen Horizontalabstand der Stationen, dem Unterschiede in der Beobachtungszeit, der zu geringen Zahl von Beobachtungen und der Nichtberücksichtigung der Wärmestrahlung des Bodens zu. „Werden an horizontal nicht über 10 Bogenminuten entfernten Stationen mehrere gleichzeitige gute Beobachtungen gemacht und die Lufttemperaturen entsprechend verbessert, so verschwinden alle grossen Differenzen. . . . Vier oder fünf gleichzeitige Messungen, bei guter Witterung gegen 10 Uhr Vormittags oder 4 Uhr

[1]) l. c. S. 69.

Nachmittags in Zwischenräumen von etwa 20 Minuten angestellt, werden den Fehler des arithmetischen Mittels bei 500 Meter Höhenunterschied auf etwa 2 Meter und bei 1000 Meter Höhenunterschied auf etwa 3 Meter einschränken“ [1]). Bauernfeind gebührt demnach das Verdienst, die tägliche Periode der barometrisch gemessenen Höhen als eine Folge der verschiedenartigen Wärmestrahlung des Bodens erkannt und näher bestimmt zu haben. Die von ihm angewandte Formel lautet, wenn die Temperaturen in Centigraden angegeben sind [2]):

$$h = 18\,404{,}9 \text{ Meter } (1 + 0{,}0026 \cos. 2\psi)\left(1 + \frac{2z + h}{r}\right)$$
$$\times \left(1 + 0{,}375 . \frac{1}{2}\left[\frac{\sigma'}{B'} + \frac{\sigma''}{b'}\right]\right)\left(1 + 0{,}003665 \frac{T + t}{2}\right)$$
$$\times \left[\log. \frac{B'}{b'} + \log. \left(1 - \frac{T' - t'}{5550}\right) + 0{,}86859 \frac{h}{r}\right],$$

wobei z die Seehöhe der unteren Station bedeutet.

Neuerdings hat Richard Rühlmann [3]) die Abhängigkeit der barometrisch gemessenen Höhen sowohl von der Tageszeit als auch von der Jahreszeit eingehend behandelt. Seine Beobachtungen, welche er gleichzeitig mit einem Freunde vom 28. August bis 26. September 1864 auf dem Valtenberge bei Bischofswerda in Sachsen und in dem benachbarten Neukirch unternahm, umfassen 416 correspondirende Ablesungen. Sie erstrecken sich auf alle Tagesstunden; doch wurde auch 4mal 24 Stunden hindurch ununterbrochen beobachtet. Die Höhendifferenz, welche vorher durch ein sehr sorgfältiges Nivellement genau ermittelt worden war, betrug 869 Par. Fuss (282,3 Meter), die Horizontaldistanz nur 6000 Par. Fuss (1949 Meter). Jene Höhendifferenz war freilich, wie sich bald zeigte, zu gering, als dass sich nicht zufällige Beobachtungsfehler sehr bedeutend mit den regelmässigen Abweichungen mischen konnten. Rühlmann bildete sich deshalb noch 6jährige Mittel für alle Monate aus den gleichzeitigen Beobachtungen in Genf und am St. Bernhard, an welchen beiden Orten seit langer Zeit zu allen geraden Stunden gleichzeitig beobachtet wird. Rühlmann's Untersuchungen führten hinsichtlich des allgemeinen Charakters der täglichen Periode zu folgenden Resultaten [4]):

Die barometrisch bestimmten Höhen erreichen ihr Maximum kurz vor der Zeit der höchsten Tagestemperatur, also meist gegen 1 Uhr, sinken dann rasch während des Nachmittags, langsamer während der Nacht und erlangen ihren kleinsten Werth ungefähr eine bis zwei

[1]) l. c. S. 143.

[2]) l. c. S. 32.

[3]) Die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre. Leipzig 1870.

[4]) l. c. S. 47.

Stunden vor Sonnenaufgang. Von dem Minimum aus steigt dann die Curve sehr rasch und steil bis zum Maximum gegen Mittag.

Die tägliche Periode ist ferner nur deutlich erkennbar an Tagen, an denen bei nahe wolkenlosem Himmel eine regelmässige Bestrahlung durch die Sonne bei Tage und eine ungestörte Ausstrahlung der Wärme des Erdbodens gegen den kalten Himmelsraum stattfindet. An trüben oder windigen Tagen vermindert sich die Amplitude der Periode sehr, ohne jedoch ganz zu verschwinden.

Endlich ist der Charakter der täglichen Periode in den einzelnen Monaten, den sehr verschiedenen Umständen der Jahreszeiten entsprechend, ein sehr verschiedener. In den Sommermonaten wächst die Amplitude der täglichen Periode bei einem Höhenunterschiede von 2070 Metern auf mehr als 40 Meter, während dieselbe in den Wintermonaten ansehnlich kleiner wird und im December auf obige Höhe sogar nur 13 Meter beträgt [1]).

Die aus den Tages- und Monatsmitteln der meteorologischen Beobachtungen berechneten Höhen zeigen zugleich eine jährliche Periode, deren Amplitude jedoch viel kleiner ist als die der täglichen Periode. Die Wintermonate (September bis März) ergaben zu kleine, die Sommermonate (April bis August) zu grosse Höhen. Unter allen Monaten lieferte der März die besten Resultate; der Fehler verringerte sich bei einer Höhendifferenz von 2070 Metern auf 0,8 Meter. Hingegen stand das Januarresultat 14 Meter unter, das Juliresultat 9 Meter über der wahren Höhe. Die Jahresmittel aller meteorologischen Beobachtungen führten zu Resultaten, welche sich von dem wahren Werthe nicht weit entfernten; sie waren im Durchschnitt nur 2,8 Meter zu niedrig.

Die Hauptursache, welche jenen Höhenperioden zu Grunde liegt, ist, wie Rühlmann in überzeugender Weise darlegt, darin zu suchen, dass die Temperatur der zu messenden Luftsäule sich während der Zeit einer Periode nicht um so viel und nicht so rasch ändert, als das arithmetische Mittel der Thermometerablesungen an der oberen und unteren Station besagt; vielmehr nimmt die Luft nur wenig und zögernd Antheil an den täglichen und jährlichen Schwankungen der Temperatur unmittelbar über der Erdoberfläche. Das periodische Steigen und Fallen der Resultate, welche aus Barometerbeobachtungen abgeleitet werden, rührt also davon her, dass dem Luftgewicht, welches als Basis der Berechnung dient, falsche Temperaturen zugeschrieben werden, wenn das arithmetische Mittel aus den Temperaturen der oberen und unteren Station als durchschnittliche Wärme der Luftsäule zwischen beiden gilt. Ist dieses arithmetische Mittel ein zu hoher Werth, so entspricht demselben eine geringere Dichte der Luft und

[1]) l. c. S. 63 f.

somit demselben Luftgewichte eine höhere Luftsäule; dann ist also das Resultat der Messung ein zu grosses. Ist das arithmetische Mittel hingegen ein zu niedriger Werth, so wird der Luft eine zu grosse Dichte beigemessen; demnach wird für das vorhandene Luftgewicht eine zu niedrige Luftsäule berechnet.

Der eigentliche Grund jener Differenz zwischen den Angaben der Thermometer und den wahren Lufttemperaturen ist offenbar die relativ grosse Fähigkeit des Erdbodens, Wärmestrahlen zu absorbiren. Der Boden wird durch directe Bestrahlung relativ stark erhitzt, erkaltet aber auch ansehnlich durch nächtliche Ausstrahlung. Ganz anders verhält sich die Luft. Als ein sehr diathermaner Körper wird sie während des Tages durch die Sonnenstrahlen wenig erwärmt; dafür aber verliert sie auch des Nachts wenig Wärme durch Ausstrahlung; es vollziehen sich demnach in der Luft viel geringere Temperaturschwankungen als in den Schichten an der Erdoberfläche. Nun werden die Thermometer der Beobachtungsstationen stets von der strahlenden Wärme des Bodens und der Umgebung beeinflusst; sie nehmen daher an dem bedeutenderen und schnelleren Temperaturwechsel an der Oberfläche theil. Leider ist es unmöglich, die Thermometer vor diesen störenden Einwirkungen erfolgreich zu schützen; denn alle Gegenstände an der Erdoberfläche erfahren theils durch directe Bestrahlung, theils durch reflectirte und diffuse Wärmestrahlen eine Temperaturerhöhung. Hierin liegt ein Hauptgrund, weshalb sich sehr häufig aus barometrischen Höhenmessungen, selbst wenn sie mit der grössten Vorsicht und Sorgfalt ausgeführt worden sind, doch stark von einander abweichende Resultate ergeben, namentlich dann, wenn sich die Berechnungen nur auf wenige Beobachtungen stützen. Wenn übrigens Bauernfeind fand, dass die barometrischen Höhenmessungen zwischen 10 Uhr früh und 4 Uhr Nachmittags zu grosse, um 10 Uhr und 4 Uhr aber nahezu richtige Werthe liefern, so gilt dies nur für die zeitlichen und örtlichen Verhältnisse, unter welchen er arbeitete. Nach Rühlmann[1]) sind in unserer Zone die günstigsten Zeiten für Anstellung barometrischer Höhenmessungen die folgenden:

im	December:	Nachmittag	1	Uhr.			
„	Januar:	Mittag	12	U.			
„	Februar:	Vormittag	10	U.	u. Nachmittag	4	U.
„	März:	„	8	U.	„ „	6	U.
„	April:	„	7	U.	„ „	7	U.
„	Mai:	„	7	U.	„ „	7	U.
„	Juni:	„	6	U.	„ „	9	U.
„	Juli:	„	6	U.	„ „	9	U.

[1]) l. c. S. 95.

im	August:	Vormittag	7 U.	u.	Nachmittag	8 U.
„	September:	„	8 U.	„	„	6 U.
„	October:	„	10 U.	„	„	4 U.
„	November:	„	11 U.	„	„	2 U.

Aeltere Schriftsteller, wie Lindenau und Horner, forderten für die Zwecke einer barometrischen Höhenbestimmung nur isolirte Beobachtungen. Man nahm an, dass ein Ort, wenn er senkrecht unter dem Beobachtungsort im Niveau des Meeresspiegels läge, genau einen Barometerstand von 760 Millimeter habe, legte ferner eine fingirte Temperatur an der Meeresoberfläche zu Grunde und war so im Besitze des nöthigen Materials. Man vernachlässigte somit vollständig die Variationen, welche der Luftdruck an jedem Orte der Erde zeigt. Ueber den Charakter dieser Variationen an verschiedenen Orten der Erde soll in dem Folgenden das Wichtigste mitgetheilt werden.

Die Schwankungen des Barometers sind zweifacher Art: periodische und nichtperiodische, und hinsichtlich der ersteren lässt sich wiederum eine tägliche und jährliche Periode unterscheiden.

Die tägliche Periode tritt am schärfsten unter den Tropen hervor, während sie in den gemässigten Breiten durch die nichtperiodischen Oscillationen verhüllt wird und erst aus längeren Beobachtungsreihen sich unzweideutig offenbart. Sie wurde demgemäss in der tropischen Zone zuerst bemerkt und zwar von Varin, des Hayes und de Glos im Jahre 1682. Sie fanden, dass das Barometer auf Gorée, einer Insel bei Cap Verde, Mittags gewöhnlich 2 bis 4 Linien (4,5 bis 9 Millimeter) niedriger stand als am Abend [1]). Aehnliche Wahrnehmungen machte man am Ausgange des 17. Jahrhunderts zu Batavia und Pondichery, und in Surinam wurde von einem Holländer im Jahre 1722 sogar erkannt, dass die Quecksilbersäule täglich zweimal steige und falle [2]). Doch scheint sich die Nachricht hiervon wenig verbreitet zu haben; denn als Godin auf Grund umfassenderer Beobachtungen im Jahre 1738 festgestellt hatte, dass zu Quito die Quecksilbersäule um 9 Uhr Vormittags den höchsten, um 3 Uhr Nachmittags den niedrigsten (etwa $1^1/_4$ Linie tieferen) Stand erreiche, beanspruchten seine Begleiter Bouguer und Lacondamine für Godin die Priorität der Entdeckung.

Um zu zeigen, welchen Charakter die tägliche Periode des Luftdruckes in der tropischen Zone besitzt, führen wir an, wie sich dieselbe gewöhnlich in Batavia entwickelt.

[1]) A. de Humboldt, Voyage aux régions équinoxiales, Relation historique. Paris 1831. Tome III, liv. IX, p. 281 sq.

[2]) Journal litéraire de l'année 1722. La Haye 1723. Tome XII, p. 235.

		Zeit:	Barometerhöhe:
Erstes Minimum:	Nachts	3 Uhr 40 Min.	758,6 Millimeter.
Erstes Maximum:	Vorm.	9 Uhr 8 Min.	760,2 „
Zweites Minimum:	Nachm.	3 Uhr 40 Min.	757,4 „
Zweites Maximum:	Abends	10 Uhr 22 Min.	759,8 „

Die Differenz zwischen dem niedrigsten und höchsten Barometerstande beträgt demnach für Batavia durchschnittlich 2,8 Millimeter. In ähnlicher Weise wie in Batavia oscillirt der Barometerstand an allen Orten der tropischen Zone und zwar an jedem Tage mit so grosser Regelmässigkeit und mit so bedeutender Amplitude, dass meist schon eintägige Beobachtungen genügen, um ein klares Bild hiervon zu erlangen, und man darf wohl ohne Uebertreibung sagen, man könne dort die Tageszeiten aus den Barometerschwankungen berechnen.

In unseren Klimaten ist der Gang des Barometers so unregelmässig, dass es einer längeren Beobachtungsreihe, etwa der eines Monats, bedarf, um die tägliche Periode des Luftdruckes zu erkennen. Erst Chiminello gelang es in den Jahren 1778 bis 1780 durch seine fleissigen Beobachtungen zu Padua, auch für nördliche Breiten dieselbe nachzuweisen. Aus seinen Aufzeichnungen ergab sich, dass die täglichen Höhenstände um 10 Uhr Morgens und 11 Uhr Nachts und die Tiefenstände um 5 Uhr Morgens und 5 Uhr Nachmittags eintreten [1]). Die Gesetzmässigkeit dieser Aenderungen zu erhärten war um so schwieriger, als die Oscillationsamplitude sich polwärts ansehnlich vermindert. Erreicht dieselbe am Aequator nahezu den Werth von 3 Millimetern, so ist sie unter 30° Breite nur noch gleich 1,6 Millimeter und unter 48° gleich 0,7 Millimeter. Doch müssen wir hinzufügen, dass die Abnahme vom Aequator nach den Polen hin durchaus keine regelmässige ist; namentlich ist die tägliche Amplitude an den Küsten vielfach kleiner als im Binnenlande.

Die Stunden der täglichen Maxima und Minima eines Ortes sind durchaus nicht immer dieselben, sondern wechseln mit den Jahreszeiten. Im Allgemeinen fallen die beiden Maxima in die Vormittag- und Abendstunden zwischen 8 und 11 Uhr, die beiden Minima in die Morgen- und Nachmittagsstunden zwischen 3 und 6 Uhr. Die Extreme in der täglichen Periode des Barometerstandes liegen im Winter dem Mittag näher als im Sommer, wie dies aus der folgenden Tabelle hervorgeht.

[1]) Ephemerides Societ. meteorolog. Palat. Anno 1784. p. 230 sq.

		Dresden.		Christiania.	
		Januar.	Juli.	Januar.	Juli.
Vormittag-	Maximum	9 U. 55 Min.	8 U. 24 Min.	10 U. 34 Min.	7 U. 29 Min.
Abend-	Maximum	9 „ 13 „	11 „ 9 „	9 „ 50 „	— —
Morgen-	Minimum	4 „ 55 „	3 „ 2 „	5 „ 53 „	— —
Nachmittag-	Minimum	2 „ 49 „	5 „ 25 „	2 „ 6 „	5 „ 45 „

In der letzten Columne fehlen Abendmaximum und Morgenminimum; während des Juli steigt nämlich in Christiania der Luftdruck die ganze Nacht hindurch wenn auch langsam, so doch stetig. Dies gilt überhaupt für die Sommermonate höherer Breiten, während welcher die Nacht ausserordentlich kurz ist. Endlich ändert sich auch die Grösse der Amplitude mit den Jahreszeiten. Sie beträgt z. B.

	für Dresden	für Christiania
im Januar	0,39 Millimeter,	0,43 Millimeter.
im Juli	0,57 „	1,06 „

Sie ist demnach im Sommer grösser als im Winter.

Jene Oscillationen des Barometerstandes werden offenbar hervorgerufen durch den täglichen Temperaturgang der Luft und die mit ihm eng verbundene regelmässige Zu- und Abnahme ihres Wasserdampfgehalts. Indem die Sonnenstrahlen die Atmosphäre durchdringen, erleiden sie eine relativ geringe Absorption und erwärmen die Luft nur wenig, weil dieselbe ein sehr diathermaner Körper ist. Vielmehr empfängt der Luftkreis in erster Linie durch die von dem erhitzten Erdboden kommenden dunklen Wärmestrahlen seine höheren Temperaturen, weshalb auch die unteren Schichten am schnellsten und stärksten durchwärmt werden. Sind nun diese unteren Luftschichten genügend erhitzt, so suchen sie in ein ihrer geringen Dichtigkeit entsprechendes Niveau zu gelangen und erheben sich. Es bildet sich also ein aufsteigender Luftstrom. Dieser drängt die Atmosphäre an der erhitzten Stelle über ihre normale Höhe empor, worauf die Luft von hier aus nach denjenigen Punkten abfliesst, an denen sie nicht eine gleiche Höhe besitzt. Das Gewicht der Luftsäule über der erwärmten Stelle ist also ein relativ geringes, und wir haben demnach in solchem Falle das Sinken der Quecksilbersäule in der Barometerröhre hauptsächlich als ein Werk des aufsteigenden Luftstromes zu betrachten. Somit spiegeln sich die Temperaturverhältnisse eines Ortes bis zu einem gewissen Grade in der Grösse des Luftdruckes ab. Freilich spielt neben den Temperaturen der Wasserdampf hierbei eine wichtige Rolle. Gleichzeitig mit der Temperaturerhöhung am Morgen wächst nämlich auch der Dampfgehalt der Luft, und da der Verdampfungsprocess sich

rascher vollzieht als das Empordringen der Luft, so steigt zunächst in Folge des vermehrten Dampfdruckes das Barometer bis zum Vormittagsmaximum. Nun erhebt sich der Luftstrom schneller und kräftiger als vorher; er trägt zugleich reichliche Mengen von Wasserdämpfen empor, welche sich mit ihm gemischt haben, fliesst oben seitlich ab und bewirkt so ein Sinken des Barometers an dem Ort der Erwärmung. Sowie aber mit der abnehmenden Mittagswärme der aufsteigende Strom schwächer wird und er demnach auch die Wasserdämpfe nicht mehr so reichlich in die Höhe zu entführen vermag, vergrössert sich der Luftdruck, und die Quecksilbersäule gewinnt wieder an Höhe, insbesondere gegen Abend, wenn in Folge der eingetretenen Abkühlung Luft und Wasserdampf herabsinken und sich in reichlicherer Menge am Boden anhäufen als vorher. Findet nun des Nachts eine hinreichende Ausstrahlung statt, so wird der Wasserdampf der Luft als Thau zu einem Theile ausgeschieden, der Dampfdruck also vermindert, weshalb das Barometer zu seinem Morgenminimum herabsinkt[1]).

Nun erklärt es sich ganz von selbst, dass in den tropischen Gegenden, wo der Wechsel der Tages- und Nachttemperaturen viel bedeutender ist als in der gemässigten Zone und zugleich eine reichlichere Wasserdampf- und Thaubildung vorhanden ist, die Amplitude der Barometerschwankungen eine viel grössere ist als in höheren Breiten; aus denselben Gründen gilt dies auch für die continentalen Gebiete im Gegensatz zu den oceanischen Gestaden, sowie für den Sommer im Gegensatz zu dem Winter.

Neben der täglichen Periode des Luftdruckes besteht auch eine jährliche. Berechnet man zunächst die Tagesmittel und aus diesen wiederum die Monatsmittel, so erkennen wir bei einer Zusammenstellung derselben sofort ein in jedem Jahre sich regelmässig wiederholendes, natürlich für jeden Ort eigenartiges Steigen und Fallen des Barometers. Ein allgemeines, alle Erdräume umfassendes Gesetz lässt sich aus den bisherigen Aufzeichnungen nicht ableiten. Im westlichen, maritimen Europa beobachtet man zwei Maxima (in der Mitte des Winters und am Ende des Sommers oder Anfang des Herbstes) und zwei Minima (im April und November). Der Unterschied zwischen dem grössten und kleinsten Monatsmittel beträgt etwa 2 bis 4, selten mehr Millimeter. Nur hohe, isolirte Berge machen hier insofern von der obigen Regel eine Ausnahme, als sie bloss ein Maximum (in der Mitte des Sommers) und ein Minimum (im Winter und Frühling) zeigen; auch erscheint hier die Periode des Luftdruckes nicht allein einfacher, sondern zugleich deutlicher ausgeprägt, da der Unterschied zwischen dem Maximum und dem Minimum beträchtlich wächst (auf dem St.

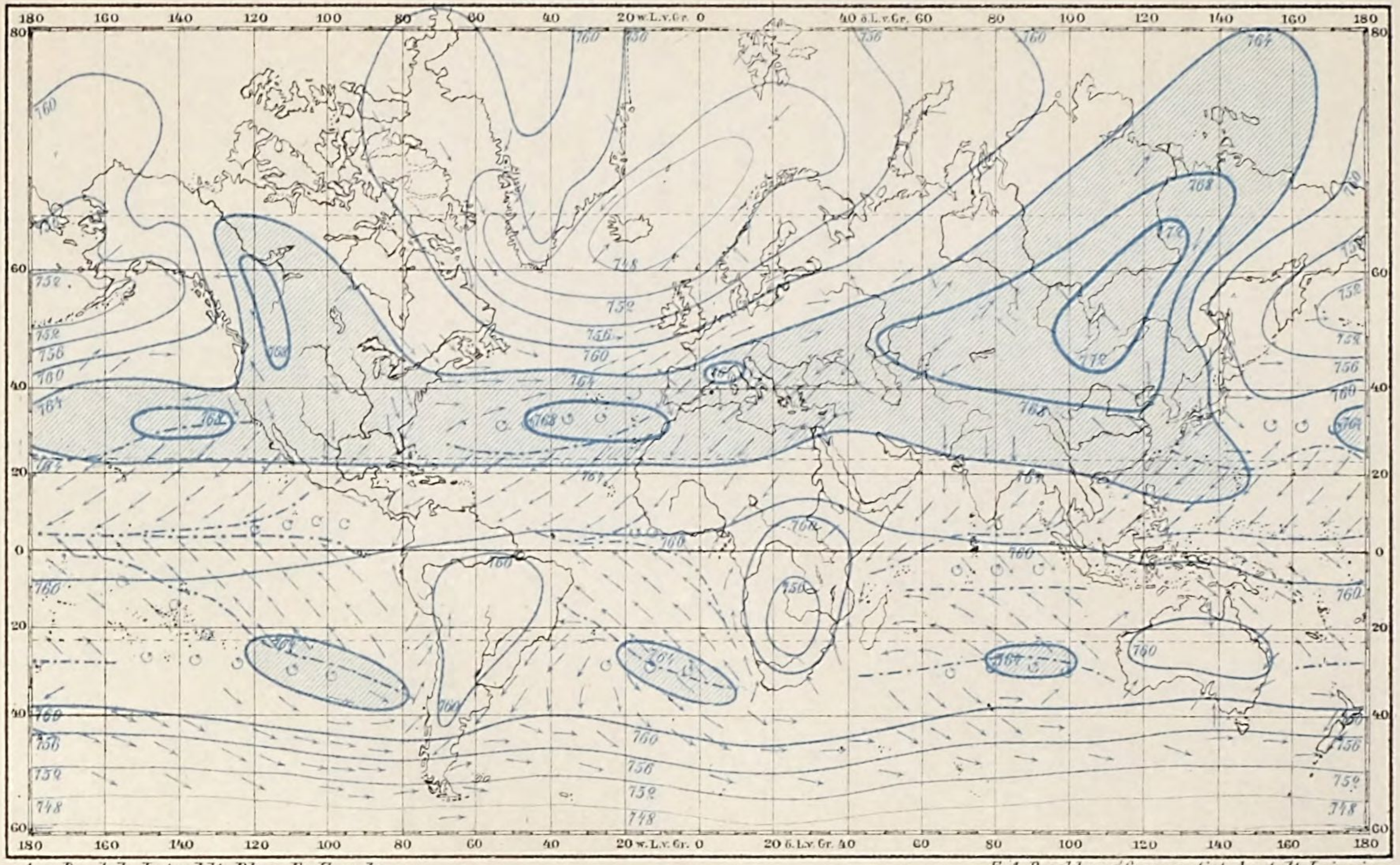
[1]) H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 121 ff.

Isobaren und vorherrschende Winde im Januar.

Die Zahlen bedeuten den Luftdruck in Millimetern.

748 — 752 — 756 — 760 — 764 — 768 — 772

Grenze der Passate. — *Windrichtungen.* — *Stillten und veränderliche Winde.*



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 7.

Gotthard bis zu 11,46 Millimeter). Einen ähnlichen Charakter besitzt die jährliche Periode auf Island: hier ist der Luftdruck im Mai am höchsten, im Januar am niedrigsten; dabei erreicht die jährliche Amplitude den hohen Werth von fast 13 Millimetern. In Osteuropa tritt das Sommermaximum mehr und mehr zurück, und von dem Ural bis an den Ostrand des asiatischen Continentes begegnen wir meist nur einem Minimum in der Mitte des Sommers und einem Maximum in der Mitte des Winters; die jährliche Amplitude steigt hier in der Nähe des Baikal-Sees sogar bis auf 25 Millimeter. Eine ähnliche jährliche Veränderung erleidet der Barometerstand in Vorderindien und an den Südostküsten Asien's, sowie in Nordafrika und im Innern Nordamerika's; nur ist die Amplitude hier nirgends so gross wie im Innern Asien's. Endlich finden wir auch in den südhemisphärischen Länderräumen, also in Südafrika, Südamerika und Australien, den Gegensatz zwischen sommerlichem Minimum und winterlichem Maximum des Luftdruckes wieder.

Ein übersichtliches Bild über die jährlichen Schwankungen des Luftdruckes gewähren uns diejenigen Karten, auf welchen die Orte mit gleichem Barometerstand (reducirt auf den Meeresspiegel) durch Linien verbunden sind. Man nennt letztere Isobaren. Die ersten derartigen Darstellungen verdanken wir dem schottischen Meteorologen Alexander Buchan[1]), welcher für zahlreiche Orte die monatlichen Mittel des Luftdruckes berechnet und sodann auf Karten in Mercator's Projection für jeden Monat die Isobaren entworfen hat. Fig. 7 und 8 geben uns in dieser Weise einen Ueberblick über die Vertheilung des Luftdruckes in den Monaten Januar und Juli[2]).

Die Januarkarte lehrt uns, dass im Winter die Maxima des Luftdruckes auf der nördlichen Halbkugel über Ostasien (Luftdruck mehr als 774 Millimeter) und Nordamerika (nahezu 770 Millimeter) liegen. Eine Zone relativ hohen Luftdruckes erstreckt sich von Ostasien nach den Mittelmeerländern und hierauf zwischen dem 20. und 40. Grad n. Br. quer über den ganzen nordatlantischen Ocean nach Nordamerika. Ebenso weist in der Osthälfte des Stillen Oceans das Gebiet zwischen dem 20. und 40. Grad n. Br. einen relativ hohen Luftdruck auf. Die räumlich ausserordentlich beschränkten Maxima der südlichen Hemisphäre gehören den östlichen Hälften des Atlantischen, Stillen und Indischen Oceans an und werden sämmtlich vom 30. Parallelkreis durchschnitten. Ein Minimum des Luftdruckes findet sich in der Nähe des Aequators auf einem Gürtel, welcher die ganze Erde umschliesst.

[1]) Mean Pressure and Winds. Edinburgh 1869.

[2]) Der Entwurf dieser Karten gründet sich in erster Linie auf die Arbeiten Buchan's (l. c.), Mohn's (l. c.) und Wojeikof's (Ergänzungsband VIII zu Petermann's Mittheilungen, 1874).

Noch schärfer ausgeprägte Minima treffen wir in der Umgebung von Island (746 Millimeter), östlich von Kamtschatka (752 Millimeter), über Südafrika (756 Millimeter), Südamerika (758 Millimeter) und Australien (758 Millimeter), sowie über dem südlichen Polarmeere (unter 742 Millimeter).

Ein durchaus anderes Bild zeigen die Juliisobaren. Die Maxima des Luftdruckes sind auf der nördlichen Hemisphäre während der ersten sechs Monate des Jahres von den Continenten nach den Oceanen (dem Atlantischen und Stillen) gewandert, wo sie weite Gebiete zwischen dem 20. und 45. Parallelkreise beherrschen. Auf der südlichen Hemisphäre begegnen wir einem breiten Bande höheren Luftdruckes, welches die ganze Erde umspannt; seine nördliche Grenze fällt ziemlich gut mit dem 15. Parallelkreise, seine südliche in Amerika, dem Stillen Ocean und Australien mit dem 30., im übrigen aber mit dem 40. Parallelkreise zusammen. Den Maximalwerth dieses Gürtels finden wir in Südafrika im Gebiet des Oranje (768 Millimeter). Ausserordentlich tief sinkt der Luftdruck herab über dem Inneren Asien's (748 Millimeter) und Nordamerika's (754 Millimeter), über dem Stillen Meere längs des Aequators (760 Millimeter) und über dem antarktischen Ocean (unter 742 Millimeter).

Die sommerliche Auflockerung der Luftmassen über den Continenten wird offenbar herbeigeführt durch die starke Erwärmung der Festlande zur Sommerzeit und die auf diese Weise hervorgerufenen aufsteigenden Luftströme. Die Luft verliert hierdurch soviel an Schwere, dass auch der vermehrte Wasserdampfgehalt nicht hinreicht, den Gewichtsverlust der Luft in genügender Weise zu ersetzen. Der höhere Barometerstand über den Continenten zur Winterzeit aber geht hervor aus der bedeutenden Wärmeausstrahlung des Bodens und der starken Erkaltung der unteren Luftschichten. Indem sich dieselben zusammenziehen, üben sie auf die Oberfläche einen stärkeren Druck aus. Zugleich wird durch die Raumverminderung, welche sie erfahren, neuen Luftmassen Zutritt gewährt, wodurch der ohnehin schon verstärkte Druck auf die barometrische Quecksilbersäule noch erhöht wird.

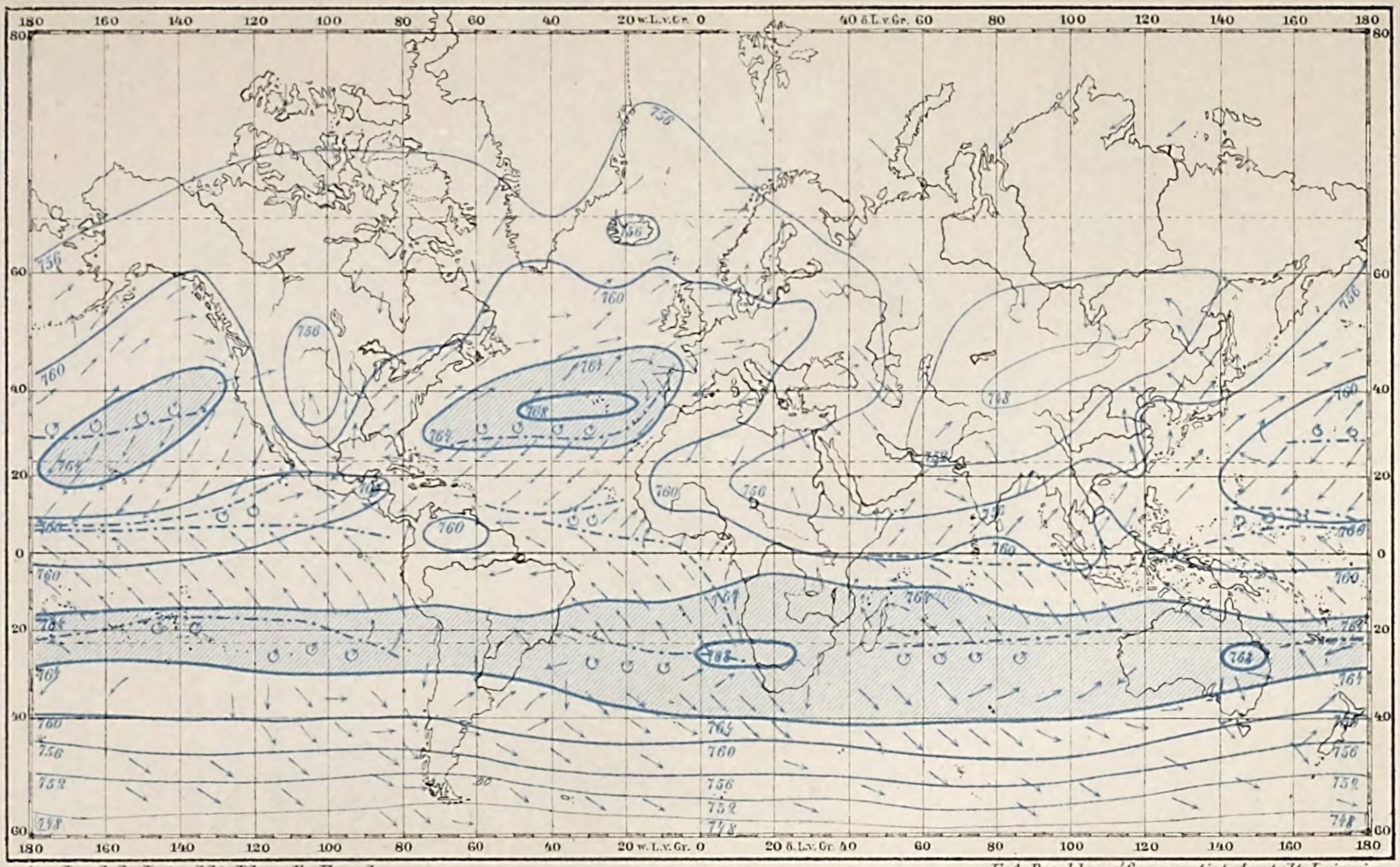
Ausser den periodischen Veränderungen, welche der Luftdruck im Laufe eines Tages und eines Jahres erleidet, ist derselbe auch nichtperiodischen Schwankungen unterworfen, welche namentlich im Gebiete der gemässigten Zone, wie wir oben bereits erwähnt haben, so bedeutsam werden, dass sie die tägliche und jährliche Periode fast ganz verhüllen. Als Hauptursache der nichtperiodischen Veränderungen gab bereits Halley[1]) den Wechsel des Windes an, in welcher An-

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. XVI (1686 1687), p. 110—114.

Isobaren und vorherrschende Winde im Juli.

Die Zahlen bedeuten den Luftdruck in Millimetern.

748 — 760 — Grenze der Passate.
752 — 764 — Windrichtungen.
756 — 768 — Stillten und veränderliche Winde.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 8.

nahme er besonders durch die Thatsache bestärkt wurde, dass diese Art der Oscillationen in den Tropen, wo beständig der Passat weht, fast ganz fehlt. Noch klarer erkannte Mariotte die Abhängigkeit beider Erscheinungen, und bereits am Anfang dieses Jahrhunderts berechnete Burckhardt aus gleichzeitigen Wind- und Barometerbeobachtungen in Kopenhagen und Paris den mittleren Barometerstand für die Hauptwindrichtungen [1]). Indem man die Werthe tabellarisch zusammenstellt, erhält man nach Befinden für einzelne Monate, für die Jahreszeiten oder für das ganze Jahr eine Uebersicht über die durchschnittliche Schwere der Luft bei verschiedenen Winden. Man nennt solche Tabellen barische Windrosen [2]). Für Berlin und Wien lauten dieselben wie folgt:

	Mittlerer Luftdruck in Millimetern für	
Winde.	Berlin [3]).	Wien [4]).
N.	758,68	**749,90**
NO.	**759,35**	749,13
O.	758,77	**745,77**
SO.	754,68	748,31
S.	**751,33**	747,74
SW.	752,56	745,88
W.	756,00	745,84
NW.	757,61	749,16
Mittel	756,12	747,72.

Nicht immer stehen in der barischen Windrose die schwersten und leichtesten Winde einander gegenüber, wie dies die obige Tabelle deutlich zeigt. So hat für Berlin der Nordostwind die grösste, der Südwind die geringste Schwere, während in Wien Nord- und Ostwind den gleichen Gegensatz bezeichnen.

Zahlreiche barische Windrosen, welche man für die verschiedensten Theile der nördlich gemässigten Zone entworfen hat, haben das Ergebniss geliefert, dass es vorwiegend südliche, zugleich südwestliche und südöstliche Winde sind, welche das Sinken des Barometerstandes verursachen, während mit dem Auftreten nördlicher Winde ein rasches

[1]) Gilbert's Annalen, Bd. XXXII (1809), S. 231—235.

[2]) Leopold v. Buch, dessen bahnbrechende Arbeit über diesen Gegenstand im Jahre 1818 erschien, nannte sie barometrische Windrosen. Ueber barometrische Windrosen: Abhandlungen der Kgl. Akademie der Wissenschaften in Berlin aus den Jahren 1818—1819. Berlin 1820. S. 103—110.

[3]) L. v. Buch in den Abhandlungen der Kgl. Akademie der Wissenschaften in Berlin aus den Jahren 1818—1819. Berlin 1820. S. 99. Die Pariser Linien wurden in Millimeter umgerechnet.

[4]) Kämtz, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1832. Bd. II, S. 314.

Steigen desselben verknüpft ist. Speciell für Europa gilt, abgesehen von örtlichen Verschiebungen, die Regel, dass die Quecksilbersäule sich erhebt, wenn der Wind von Südwest durch Nordwest nach Nordost sich bewegt, und fällt, wenn er von Nordost durch Südost nach Südwest geht. Verbindet man, wie es Dove gethan hat, thermische und barische Windrosen mit einander, so erkennt man sofort, dass auf den Windrosen die thermometrischen Minima und barometrischen Maxima und umgekehrt dicht bei einander liegen, mit anderen Worten, dass die schweren Luftströmungen stets die kälteren, die leichteren aber die wärmeren sind [1]).

In Europa sind die leichteren Südwest- und Westwinde Seewinde; sie sind am meisten mit Wasserdampf gesättigt und bringen uns daher gewöhnlich Regen. Die schweren Nordostwinde hingegen sind Landwinde und sind ausserdem wegen ihrer niedrigen Temperatur weniger mit Wasserdampf erfüllt; sie verscheuchen demnach das Gewölk und machen den Himmel heiter. Somit zeigt das Fallen des Barometers im allgemeinen regnerisches, das Steigen desselben hingegen heiteres Wetter an. Doch ist diese Regel nur für solche Gegenden zutreffend, in denen die warmen Winde Regen in ihrem Gefolge haben. An der Mündung des Laplata-Stromes z. B. sind im Gegentheil die kalten Südostwinde die Regenwinde, während die warmen Nordwestwinde Heiterkeit des Himmels herbeiführen. Hier verkündet also das Sinken der barometrischen Quecksilbersäule „schönes“, das Steigen aber „schlechtes“ Wetter.

Noch könnte vielleicht die Vermuthung ausgesprochen werden, dass trotz aller periodischen und nichtperiodischen Schwankungen des Barometers an jedem Orte der Erde doch der mittlere jährliche Barometerstand (reducirt auf das Niveau des Meeres) überall nahezu derselbe sei. In der That glaubte man dies früher. Nach Halley's Vorgang nahm man an, dass der atmosphärische Druck einer Quecksilbersäule von 30 engl. Zoll (= 28,15 franz. Zoll oder 762 Millimeter) das Gleichgewicht halte. Mariotte erniedrigte jene Höhe unter Weglassung des Bruches auf 28 franz. Zoll (758 Millimeter), welches Mass fortan als Normalmass des Luftdruckes diente.

Erschüttert wurde die Anschauung von der gleichmässigen Vertheilung des Luftdruckes, als A. v. Humboldt im Jahre 1799 zu Cumaná in Südamerika einen mittleren Barometerstand von 758,59 Millimeter beobachtete, während ihn damals Schukburgh am Meeresspiegel der europäischen Küsten gleich 761,18 Millimeter gefunden

[1]) H. W. Dove, Meteorologische Untersuchungen. Berlin 1837. S. 115 und Taf. I, Fig. 1 — 8.

hatte. Spätere umfassende Zusammenstellungen haben bestätigt, dass der Barometerstand in den äquatorialen Gebieten vergleichsweise niedrig ist und, wenigstens auf der nördlichen Halbkugel, etwa bis zum 30. Grad sich hebt, um dann bis zum 65. Grad zu sinken und hierauf abermals zu wachsen. So beträgt der mittlere jährliche Barometerstand, auf das Meeresniveau zurückgeführt, in der Nähe des Atlantischen Meeres

	Nördliche Breite.	Millimeter.
in Christiansborg (Guinea)	$5^1/_2{}^0$	759,28
in la Guayra (Venezuela)	$10{}^0$	760,16
auf St. Thomas	$19{}^0$	760,51
auf Teneriffa	$28{}^0$	764,20
anf Madeira	$32^1/_2{}^0$	765,17
in Neapel	$41{}^0$	762,33
in Paris	$49{}^0$	761,41
in Altona	$53^1/_2{}^0$	760,41
in Edinburgh	$56{}^0$	758,25
in Reykjavik	$64{}^0$	752,00
auf Spitzbergen	$75^1/_2{}^0$	756,76 [1]).

Die südliche Hemisphäre scheint, analog ihren übrigen meteorologischen Eigenthümlichkeiten, eine weit grössere Gleichförmigkeit hinsichtlich des Luftdruckes aufzuweisen als die nördliche. Doch ist auch hier ein allmähliches Wachsthum desselben vom Aequator bis zum 30. Grad s. Br. und weiterhin gegen den Pol eine Verminderung mit Sicherheit constatirt. Ueber die antarktischen Gebiete fehlen uns in dieser Hinsicht jegliche Kenntnisse.

Die Abnahme des Luftdruckes am Aequator ist eine Folge der beständigen Auflockerung der Luft, während das Maximum in der Nähe des 30. Grades n. und s. Br. wahrscheinlich der Trockenheit der Passate zugeschrieben werden muss. Da nämlich die Wasserdämpfe leichter sind als die trockene Luft [2]), so wird die feuchte Luft in freier Atmosphäre einen um so grösseren Druck ausüben, je weniger sie mit Wasserdampf gesättigt ist. Vielleicht erklärt sich im Einklang hiermit der niedrige Barometerstand in den weiten oceanischen Gebieten der südlichen Hemisphäre am einfachsten aus dem reichen Wasserdampfgehalt der Luft.

Ueberblicken wir nach diesen Erörterungen noch einmal die Gesammtheit aller Factoren, welche den Stand des Barometers beeinflussen, so kommt es uns zunächst höchst zweifelhaft vor, ob dasselbe ein ge-

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 871 f. Die Pariser Linien wurden in Millimeter verwandelt.

[2]) Vgl. H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 206.

eignetes Instrument ist zur Bestimmung von Höhen. In der That sind die Meinungen hierüber noch heute sehr getheilt. Während die einen ihm einen hohen Werth beilegen, sprechen ihm die anderen die Brauchbarkeit zu Höhenmessungen ab oder erkennen ihm wenigstens nur eine sehr untergeordnete Bedeutung zu. Die letzteren weisen insbesondere auf die ausserordentliche Verschiedenheit der Ergebnisse hin, zu welchen barometrische Höhenmessungen geführt haben. Allerdings können uns dieselben vielfach wenig Vertrauen einflössen, da sie zu weit von einander abweichen. So beträgt z. B. die Höhe von Irkutsk

nach	Gmelin	439,8 Meter,
„	Pansner (1836)	471,4 „
„	Fuss (1838)	405,0 „
„	Hofmann (1847)	468,7 „
„	Kupffer (1851)	387,1 „
„	Erman (1860)	359,9 „
„	Radde (1861)	414,2 „
„	Hansteen (1863)	428,0 „
„	Fürst P. Kropotkin (1872)	370,0 „

Das Minimum ist somit 359,9, das Maximum 471,4 Meter, die Differenz beider 111,5 Meter[1]).

Offenbar sind viele der obigen Ziffern nur rohe Näherungswerthe; es würde jedoch voreilig sein, wegen der grossen Divergenz derselben die ganze Methode zu verurtheilen. Im Innern aussereuropäischer Länder ist es nämlich fast niemals möglich, gleichzeitige Aufzeichnungen des Luftdruckes an einem benachbarten Orte von genau ermittelter Seehöhe zu erlangen. Man muss demnach die strenge Vorschrift verlassen und fügt dann gewöhnlich in solchem Falle an Stelle der correspondirenden Ablesungen den mittleren Luftdruck am Meeresniveau ergänzend in die Berechnung ein. Die Interpolation dieses Werthes aber bleibt in jedem Falle eine mehr oder weniger willkürliche Sache. Setzt man für denselben, wie es früher gewöhnlich geschah, den Durchschnittswerth 762 oder 758 Millimeter, ohne die Jahreszeit zu berücksichtigen, in welcher die Beobachtungen behufs Höhenbestimmung gemacht wurden, so kann dies zu den grössten Irrungen führen, da der Luftdruck, namentlich in der gemässigten Zone und hier vor allem in der Mitte der Continente, bedeutenden Schwankungen unterworfen ist (vgl. Fig. 7 und 8). Welch ansehnliche Fehler entstehen, wenn man einfach für einen Ort einen constanten Luftdruck im Meeresniveau von c. 760 Millimeter annimmt, geht z. B. daraus hervor, dass man dann für den Balchasch-See aus Januarbeobachtungen eine Seehöhe

[1]) Fürst P. Kropotkin in Petermann's Mittheilungen 1872, S. 342 f.

von 130 Metern, aus Julibeobachtungen aber von 350 Metern berechnen könnte [1]). Aber selbst wenn sich die Barometerhöhe eines Ortes auf jahrelange Aufzeichnungen stützt, ist die Genauigkeit des Rechnungsresultates keineswegs gesichert, da sich die auf den Meeresspiegel reducirte mittlere Barometerhöhe eines Ortes nicht theoretisch ableiten lässt, jede Schätzung derselben aber von sehr fraglichem Werthe ist. Obwohl man in der tropischen Zone weit weniger zu befürchten hat, extreme Werthe für die Barometerstände zu erhalten, da sich hier die Hauptschwankungen innerhalb eines Tages vollziehen, so sind doch auch hier noch beträchtliche Irrthümer möglich, sobald correspondirende Beobachtungen an einem Punkte mit genau ermittelter Meereshöhe fehlen. Zum Belege hierfür sei nur an zwei Thatsachen erinnert: Gerhard Rohlfs berechnete für den Tsad-See eine Meereshöhe von 375 Metern, Eduard Vogel eine solche von 260 Metern [2]). James Orton, der im Jahre 1867 von Guayaquil nach Quito, von dort nach dem Napó, einem Nebenflusse des Amazonas, und dann den Napó, sowie den Amazonas abwärts reiste, erzählt, dass beim Herabfahren auf dem Napó das Barometer von Papallacta bis zur Mündung des Curaray stetig stieg; allein von hier ab sank es wieder, als ob das Boot stromaufwärts steuerte.

Endlich schützt auch die etapenmässige barometrische Höhenmessung nicht immer vor grösseren Irrungen, wie aus Folgendem hervorgeht. Moritz v. Engelhardt und Friedrich Parrot unternahmen im Jahre 1811 eine barometrische Höhenmessung auf der Landenge zwischen dem Schwarzen und dem Kaspischen Meere. Indem der eine Beobachter stets um einen Marsch hinter dem Gefährten zurückblieb, wurde auf 48 Halteplätzen gleichzeitig der Luftdruck bestimmt und zwar doppelt, auf der Wanderung nach dem Kaspischen und auf der Rückkehr zum Schwarzen Meere. Zuletzt verfügte sich Parrot noch einmal nach dem kaspischen Ufer, während v. Engelhardt am Pontus zurückblieb, um gleichzeitige Barometermessungen in einem sechstägigen Zeitraume zu wiederholen. Als mittleres Ergebniss erhielt man eine Einsenkung des kaspischen Spiegels von 50 Toisen (97,5 Meter) unter die Fläche des Schwarzen Meeres, während dasselbe thatsächlich nur 26 Meter unter dem Niveau des Meeresspiegels liegt. Und doch war in diesem Falle die Untersuchung mit aller Vorsicht ausgeführt worden [3]).

[1]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 143 f.

[2]) Gerhard Rohlfs, Quer durch Afrika. Leipzig 1874. Bd. I, S. 328.

[3]) v. Engelhardt und Parrot, Reise in die Krym und den Kaukasus. Berlin 1815. Bd. II, S. 62. Vgl. O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 614 f.

Mögen nun auch barometrische Beobachtungen bisweilen ganz ungenaue Höhen liefern, namentlich wenn nicht gleichzeitig der Barometerstand an einem benachbarten Orte aufgezeichnet wird, dessen Höhe durch trigonometrische Messung oder Nivellement genau bekannt ist, so ist doch andrerseits ebenso gewiss, dass aus grösseren Reihen sorgfältig ausgeführter correspondirender Beobachtungen Höhen mit einer Genauigkeit ermittelt werden können, welche für die Zwecke des Geographen genügend ist. Insbesondere gilt dies dann, wenn sich die eine der Stationen in der Nähe des Meeres befindet oder wenn deren Meereshöhe durch Nivellement bereits festgestellt worden ist. Vor allen anderen Methoden hat die barometrisehe Messung jedenfalls den grossen Vorzug, dass die zur Verwendung kommenden Instrumente ausserordentlich einfach sind und von jedem Reisenden leicht gehandhabt werden können.

Das Barometer ist aber trotz alledem ein unbequemer Begleiter auf der Wanderung und von höchst zarter Gesundheit; wenigstens lesen wir immer von Bergsteigern oder Reisenden, — nur A. v. Humboldt macht unter ihnen eine rühmliche Ausnahme[1]) — dass ihre Druckmesser Schiffbruch litten. Wenn wir also ein transportableres und minder zerbrechliches Werkzeug statt der mit Quecksilber gefüllten Glasröhren benützen könnten, so wäre uns geholfen.

Eine solche Hilfe gewähren jetzt die Aneroide oder barometrischen Dosen. Die Art, wie durch sie der Luftdruck bestimmt wird, ist eine sehr einfache. Eine metallene Kapsel ist möglichst luftleer verschlossen; daher wird ihr oberer, nicht von einer Unterlage geschützter Deckel von der Luft in den Hohlraum gedrückt. Mindert sich der Druck der Luft, so hebt sich dem entsprechend der Deckel. Dieses Heben und Senken wird sichtbar durch eine auf dem Deckel ruhende Feder, welche wiederum einen Hebel in Bewegung setzt und einen Zeiger auf einer Scheibe verschiebt, somit durch eine höchst sinnreiche Vorrichtung. Der Zeiger auf der Scheibe sollte also angeben (gleichviel ob in Linien oder in Millimetern), wie hoch ein Barometer gleichzeitig an demselben Orte stehen würde. Wäre schon ein Aneroid vorhanden, welches mit einem Barometer neben ihm stets ganz gleichen Schritt hielte, gleichzeitig also und in gleichen Beträgen „stiege“ oder „fiele“, dann hätten wir das Ideal, welches wir suchten.

Indess ist das Aneroid zu launenhaft, als dass wir ihm einen solchen Werth zuerkennen könnten. Es wurde bereits erwähnt, dass die Höhe der barometrischen Quecksilbersäule zum Theil auch von deren

[1]) A. v. Humboldt, eine wissenschaftliche Biographie. Herausgeg. von Karl Bruhns. Leipzig 1872. Bd. I, S. 353.

Temperatur abhängt; daher muss bei jeder Barometerbeobachtung die Höhe des Quecksilbers durch Rechnung auf denjenigen Stand zurückgeführt werden, den es gehabt hätte, wenn es genau bis auf 0° C. erwärmt gewesen wäre. Bei dem Aneroid, dessen Theile aus Metall hergestellt sind, ist ebenfalls eine solche Correction erforderlich; aber diese verlangt eine ziemlich complicirte Rechnung. Der Gang eines jeden Aneroides bei Temperaturänderungen ist nämlich ganz individuell; er muss von jedem Beobachter erst gefunden werden, indem derselbe neben einem Normal-Barometer bei ganz oder nahezu stationären Barometerständen die unter dem Einfluss von Temperaturwechsel eintretenden Schwankungen in den Angaben beider Instrumente vergleicht. Das Schlimmste aber ist, dass die so gefundene Correction nur auf kurze Dauer ihre Giltigkeit behält. Nach längeren Zeiträumen, besonders nach Reisen oder wenn das Aneroid erschüttert worden ist, muss der Gang von neuem geprüft und der Betrag der Correction von neuem ermittelt werden.

Was die Genauigkeit der Aneroidangaben betrifft, so sind an den Theilstrichen noch unmittelbar Grössen bis zu 0,5 Millimeter abzulesen, und ein Beobachter wird es rasch dahinbringen, die Stellung der Nadel oder des Zeigers noch bis auf 0,1 Millimeter Genauigkeit richtig zu beurtheilen. Da nun in der Meereshöhe von Wien ein Sinken des Barometerstandes von 1 Millimeter eine Erhebung von etwa 34 Wiener Fuss (10,75 Meter) voraussetzt, so können, soweit das Ablesen in's Spiel kommt, am Aneroid noch Höhen bis zu 3,4 Wiener Fuss (1,07 Meter) bestimmt werden; ja nach einiger Uebung soll ein guter Beobachter sogar noch Scalatheile, die 0,05 und 0,03 Millimeter entsprechen, unterscheiden können und beim Besteigen einer Treppe von je 3 zu 3 Stufen das Fortrücken des Zeigers wahrnehmen. Bei dieser Empfindlichkeit muss also das Aneroid als ein vorzügliches Messwerkzeug betrachtet werden.

Das Aneroid ist nach alledem ein „Stein der Weisen“; in den Händen wachsamer und strenger Beobachter kann es das Barometer hinlänglich vertreten für alle solche Aufgaben, bei denen die höchste Genauigkeit nicht gefordert wird, wie sich denn überhaupt barometrische Höhenmessungen nur für Ermittelung grösserer Höhendifferenzen auf einem sehr rauhen Terrain eignen, während sie auf ebenem Gebiete gewiss bei Seite gestellt werden können, zumal man dort mit Fernrohrmessungen ausserordentlich rasch weiter kommt. Reisende, die in fernen Ländern Bergeshöhen messen wollen, müssen immerhin noch ein Barometer für den Beobachter an der unteren Station mit sich führen, schon um von Zeit zu Zeit an ihren Rastplätzen den Gang des Barometers und Aneroides vergleichen zu können.

Am Schlusse dieses Abschnittes sei noch erwähnt, dass die Meereshöhe eines Ortes auch durch genaue Beobachtung des Siedepunktes gefunden werden kann. Wenn eine Wassermasse kocht, so bilden sich bekanntlich überall in derselben emporsteigende Dampfblasen; von dem Dampf aber, welcher die Blasen ausfüllt, gilt, dass er eine Spannkraft besitzt, welche dem auf ihm lastenden Druck das Gleichgewicht hält. Vermindert sich demnach der Luftdruck, so siedet das Wasser schon bei niedrigen Temperaturen; somit kann man aus dem thermometrischen Siedepunkte des Wassers für jeden Ort den Druck der Luft oder den Barometerstand gewinnen. Es gewährt demnach die Bestimmung des thermometrischen Siedepunktes einen Nothbehelf bei Höhenmessungen, wenn man auf grössere Genauigkeit verzichtet.

Lemonnier beobachtete am 4. October 1739 zuerst, dass auf der Höhe des Canigou das Wasser zu sieden begann bei einer um 11,25 ° C. niedrigeren Temperatur und einen um genau 8 Zoll (21,65 Centimeter) niedrigeren Stand des Barometers als gleichzeitig in Perpignan [1]). Zu Lemonnier's Zeiten dachte man noch nicht daran, Formeln zur Ableitung der Höhen aus den Siedepunkten des Wassers zu finden, sondern erst de Luc hat 1772 ein annähernd richtiges Verfahren der Berechnung gelehrt [2]). Aus Regnault's Tabellen zur Reduction der Siedetemperaturen des Wassers auf Barometerstände entnehmen wir folgende Werthe [3]):

Siedepunkt (° C.).	Barometerstand in Millimetern.
100	760
98	707,26
96	657,54
94	610,74
92	566,76
90	525,45
88	486,69
86	450,34

In Bern, wo der mittlere Luftdruck 713 Millimeter beträgt, siedet das Wasser bei 98,4 ° C., auf dem St. Bernhard unter einem mittleren Druck von 563 Millimeter bei 91,8 ° C.; auf dem Montblanc ermittel-

[1]) Cassini de Thury in Histoire et Mémoires de l'Académie des Sciences. Année 1740. Paris 1742. p. 92.

[2]) Recherches sur les modifications de l'Atmosphère. Genève 1772. Tome I, § 450 (p. 352). Tome II, §§ 1085—88 (p. 403 sq.). Vgl. O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 748 f.

[3]) Poggendorff's Annalen, Bd. VII (1846), S. 390 f.

ten Bravais und Martins einen Barometerstand von 423,7 Millimeter und eine Siedetemperatur von 84,4 ° C. [1]).

Aus dem Siedepunkt ergiebt sich freilich immer zunächst nur der Barometerstand eines Ortes; daher sind auch sämmtliche Correctionen nothwendig wie bei Barometerbeobachtungen und ebenso die correspondirenden Ablesungen an der unteren Station. Da nun eine strenge Bestimmung des Siedepunktes sehr schwierig ist, so ist es in den meisten Fällen nicht einmal möglich, die entsprechende Barometerhöhe mit hinreichender Schärfe festzustellen; die Richtigkeit der Rechnung ist daher noch viel zweifelhafter als bei reinen Barometermessungen. In Zukunft wird man wohl ganz davon absehen, Höhen aus den Siedepunkten zu berechnen, da der einzige Vortheil dieser Methode in der geringeren Zerbrechlichkeit und dem leichteren Transport des Kochapparats liegt; dieselben Vorzüge besitzt aber auch das Aneroid und bietet zugleich mehr Garantien für die Correctheit der Beobachtungen.

[1]) B. Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern, Chur und Leipzig 1847. Bd. II, S. 16.

VII. Die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche.

A. Periodischer Wechsel der Sonnenstrahlung.

Vier Wärmequellen sind es, welche die Temperaturen an der Oberfläche unseres Planeten bestimmen. Zunächst steigt aus den hocherhitzten Tiefen desselben auch heute noch Wärme zu seiner längst erkalteten Hülle empor. Ferner hat die Erde Antheil an den Temperaturen, welche die unzähligen, nach allen Richtungen hin das Sonnensystem umgebenden Fixsterne diesem zusenden. Endlich aber sind es Mond und Sonne, welche uns mit ihrem glänzenden Lichte zugleich Wärme zustrahlen.

Von diesen vier Wärmequellen sind die drei ersten im Vergleich zu der vierten von äusserst geringer Bedeutung. Die aus dem Erdinnern empordringende Wärme ist so schwach, dass selbst bei gänzlicher Erkaltung des Erdkörpers die mittleren Temperaturen an der Erdoberfläche nur eine Verminderung von $^1/_{30}{}^0$ C. erfahren würden, also eine Verminderung, welche kaum durch die sorgfältigsten Beobachtungen nachgewiesen werden könnte (vgl. Bd. I, S. 200). Ebenso ist die Wärme, welche die Fixsterne der Erde zustrahlen, wegen der unermesslichen Entfernung derselben so gering, dass sie auch mit Hilfe der feinsten thermo-elektrischen Apparate bisher nicht erkannt werden konnte. Die Wärmewirkung der Mondstrahlen ist zwar ebenfalls eine ausserordentlich kleine; doch ist es wenigstens gelungen, sie mittelst thermoskopischer Vorrichtungen wahrzunehmen. Somit bleibt uns als Hauptwärmequell für die Erde nur die Sonne übrig.

Da die Sonne einen wesentlich grösseren Durchmesser besitzt als die Erde, so bescheint sie auch nicht bloss die ihr zugekehrte Erdhälfte, sondern eine weit grössere Fläche, nämlich im Mittel 0,500231 der Gesammtoberfläche der Erde. Die noch beleuchtete Zone, welche der von der Sonne abgewandten Erdseite angehört, sollte eigentlich im Mittel (ihre Grösse ändert sich je nach der Sonnenferne) eine Breite von 18,29 amerikanischen Meilen (= 29,436 Kilometer) haben, erweitert

sich aber in Folge der Brechung des Lichts auf mehr als das Doppelte, nämlich auf gegen 40 amerikanische Meilen (64 Kilometer) [1]).

Die Menge der Wärme, welche ein Ort empfängt, hängt von drei Umständen ab: von der Strahlungsdauer, von der Richtung, in welcher die Sonnenstrahlen den Boden treffen, — und zwar wächst die Wärme im Verhältniss des Sinus der Sonnenhöhe — und von der Sonnenferne, deren Quadrat sie umgekehrt proportional ist. Da nun Strahlungsdauer, wie Strahlungsrichtung und Entfernung von der Wärme spendenden Quelle, der Sonne, nach bestimmten Gesetzen regelmässig wechseln, so muss auch die Stärke der Strahlung periodischen Schwankungen unterworfen sein. Bei den weiteren Erörterungen soll zunächst der letzte der drei genannten Factoren nicht in Betracht gezogen werden, weil die Excentricität der Erdbahn (0,0168) äusserst klein ist.

Wenn die Erdaxe senkrecht auf der Erdbahnebene stünde und die Sonne somit immer im Aequator bliebe, dann müssten überall auf Erden jahraus jahrein dieselben Erleuchtungs- und Wärmeverhältnisse herrschen wie zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche, d. i. wie am 21. März und 23. September. Ein zwölfstündiger Tag und eine zwölfstündige Nacht würden demnach an jedem Orte regelmässig auf einander folgen, und für die Wärmeverhältnisse der Erde wäre somit allein die Strahlungsrichtung entscheidend; es würde nur eine tägliche, aber keine jährliche Periode existiren. Die Wärme aber müsste, wie dies an jedem Aequinoctialtage der Fall ist, nach dem Pole zu stetig abnehmen und zwar nach Massgabe des Cosinus der Breite, also am Aequator langsam, nach den Polen zu aber sehr rasch.

Indessen steht die Erdaxe nicht rechtwinklig auf der Erdbahnebene, sondern bildet mit derselben einen Winkel von 66° 32′ 28″; Erd- und Himmelsäquator machen demnach mit der Erdbahnebene einen Winkel von 23° 27′ 32″. Da nun die Richtung der Erdaxe das ganze Jahr hindurch unverändert dieselbe ist, so muss die Sonne an allen zwischen 23° 27′ 32″ n. und s. Br. gelegenen Orten zweimal im Jahre durch das Zenith gehen. Ihre grösste Entfernung vom Aequator erreicht die Sonne am 21. (22.) Juni (Sommersolstitium) und 21. (22.) December (Wintersolstitium), weshalb man die beiden durch die Solstitialpunkte gelegten Kreise als Wendekreise bezeichnet.

An den genannten beiden Tagen ist die Wärme in wesentlich anderer Weise vertheilt als zur Zeit der Aequinoctien. An diesen Tagen führt die Beleuchtungsgrenze nicht von Pol zu Pol wie zur Zeit der Aequinoctien, sondern von Polarkreis zu Polarkreis, das eine Polargebiet aus-, das andere in sich schliessend. In Folge dessen schwankt

[1]) Meech, On the relative intensity of the heat and light of the sun etc. Washington (published by the Smithonian institution), November 1856. p. 7.

die Dauer der Strahlung an diesen Tagen zwischen 0 Stunden (innerhalb des einen Polarkreises) und 24 Stunden (innerhalb des anderen Polarkreises). Auch ist die Strahlungsrichtung verändert; denn die Sonne befindet sich senkrecht über einem der Wendekreise, erhebt sich also, vom Wendekreise an gerechnet, über jedem Punkte derjenigen Hemisphäre, auf welcher sie weilt, $23^{0}\ 27'\ 32''$ höher als zur Zeit der Aequinoctien, während die Sonnenhöhe auf jedem Punkte der anderen Hemisphäre um den gleichen Betrag geringer ist. Nach J. H. Lambert[1]) nimmt die Menge der zugestrahlten Sonnenwärme am 21. Juni vom nördlichen Wendekreise bis in die Breite von Italien zu, erfährt hierauf eine Verminderung bis in die Breite von Mitteldeutschland, um weiter gegen Nord hin wieder bis zu einem absoluten Maximum am Nordpol zu wachsen. Dasselbe ist $1^{1}/_{4}$ mal so gross als diejenige Wärmemenge, welche ein Ort unter dem Aequator an einem zwölfstündigen Aequinoctialtage empfängt.

Man pflegt nach den besprochenen Bestrahlungsverhältnissen auf der Erdoberfläche fünf Zonen oder mathematische Klimagürtel zu unterscheiden.

Die tropische Zone liegt zu beiden Seiten des Aequators und wird von den Wendekreisen begrenzt. An jedem Orte innerhalb derselben steht die Sonne alljährlich zweimal im Zenith, an den Wendekreisen jedoch nur je einmal, nämlich im Sommer-, resp. Wintersolstitium.

Die nördliche und südliche gemässigte Zone sind die beiden Räume zwischen den Wendekreisen und Polarkreisen; hier erreicht die Sonne niemals das Zenith.

Die nördliche und südliche Polarzone werden je von einem Polarkreise umschlossen. Die Sonne steigt hier im Mittel am wenigsten hoch über den Horizont empor und verweilt während des Winters einmal 24 Stunden (am Polarkreis) bis 6 Monate lang (am Pole) fortgesetzt unter demselben.

Am Aequator finden sich jährlich (zur Zeit der Aequinoctien) zwei Wärmemaxima und ebenso (zur Zeit der Solstitien) zwei Wärmeminima. Da hier jedoch Tag und Nacht stets einander gleich sind und die Mittagshöhe der Sonne nur zwischen 90^{0} (März und September) und $66^{1}/_{2}{}^{0}$ (Juni und December) schwankt, so erscheint der Charakter unserer Jahreszeiten daselbst fast ganz verwischt. Es verhält sich hier die Sonnenwärme eines Aequinoctialtages zu der eines Solstitialtages wie 20 : 18.

Nach den Wendekreisen zu nähern sich die beiden völlig gleichen Maxima zeitlich mehr und mehr; auf der nördlichen Halbkugel fallen

[1]) Pyrometrie. Berlin 1779. § 595, S. 313.

beide in unser Sommersemester, auf der südlichen in unser Wintersemester. In Folge dieser Annäherung der Maxima werden die Minima ungleich, bis endlich das zwischen den beiden an einander rückenden Maximis gelegene Minimum ganz verdrängt wird. An den Wendekreisen giebt es nur ein Maximum und ein Minimum, und beide treten zur Zeit der Solstitien ein. Da hier die Tageslängen bereits zwischen 13 Stunden 28 Minuten und 10 Stunden 32 Minuten und die Mittagshöhen der Sonne zwischen 90 ° und 43 ° variiren, so bilden sich innerhalb eines Jahres auch grössere Temperaturgegensätze aus als am Aequator.

Noch mehr verschärfen sich dieselben gegen die Pole hin. Zwar weisen die Mittagshöhen der Sonne in den verschiedenen Jahreszeiten genau dieselben Differenzen auf wie an den Wendekreisen (47 ° oder genauer 46 ° 55′ 4″); aber die Längen der Sommer- und Wintertage weichen bis zu den Polen hin immer mehr von einander ab, wie die folgende Uebersicht lehrt.

Breite.	Dauer des längsten Tages.	des kürzesten Tages.
30 °	13 St. 56 Min.	10 St. 4 Min.
40 °	14 „ 51 „	9 „ 9 „
50 °	16 „ 9 „	7 „ 51 „
60 °	18 „ 30 „	5 „ 30 „
66½ °	24 „ — „	0 „ 0 „

Innerhalb der Polarkreise bewegt sich die Tageslänge zwischen 0 und 24 Stunden, so lange die Sonne noch auf- und untergeht; doch verweilt die Sonne im Sommer längere Zeit beständig über dem Horizont und während des Winters eine entsprechende Reihe von Tagen unterhalb desselben. So sinkt die Sonne des arktischen Polargebietes während des Sommers nicht hinab

65 Tage lang unter dem 70. Breitengrad,
134 „ „ „ „ 80. „
186 „ „ „ „ 90. „

während die lange Polarnacht unter denselben Breiten Zeiträume von 60, 127 und 179 Tagen umfasst [1]). Trotz des im Vergleich zu unseren Gegenden niedrigen Sonnenstandes empfangen die polaren Gebiete im Sommer in Folge der längeren Dauer des Tages reiche Wärmekräfte; freilich wird auch die Winterkälte durch die langen Polarnächte eine ausserordentlich strenge. Demnach wachsen nach den Polen hin die Unterschiede zwischen dem jährlichen Maximum und

[1]) Auf die atmosphärische Strahlenbrechung und Dämmerung ist hierbei keine Rücksicht genommen.

Minimum der Wärme, wie zwischen den mittleren Sommer- und Wintertemperaturen überhaupt. So ist nach Lambert's Berechnung [1]) die Summe der jährlichen Sonnenstrahlung

für	Sommer.	Winter.	Jahr.
Aequator	6,02616 [2])	6,02615	12,05231
Wendekreis	6,57011	4,57739	11,14750
45° Br.	6,22041	2,68197	8,90238
Polarkreis	5,30671	0,71647	6,02318
Pol	5,00411	0,00000	5,00411

Dass in der That die Contraste zwischen Sommer- und Wintertemperaturen im allgemeinen nach den Polen hin sich verschärfen, lässt sich auch durch directe Beobachtungen leicht erweisen. So beträgt die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen des heissesten und kältesten Monats für

Quito.	(0° 14' S.)	1,5° C.
Cap York (Australien)	(10° 44' S.)	3,2° C.
Hong-kong	(22° 56' N.)	13,1° C.
Suez	(29° 58' N.)	15,3° C.
Rom	(41° 54' N.)	16,6° C.
Triest	(45° 39' N.)	19,9° C.
Petersburg	(59° 56' N.)	26,9° C.
Archangelsk	(64° 32' N.)	29,4° C.
Rensselaerhafen (Nordwestgrönland)	(78° 37' N.)	41,4° C.

Tritt die jährliche Wärmeperiode um so kräftiger hervor, je mehr wir uns den Polen nähern, so gilt von der täglichen Periode gerade das Gegentheil: sie verliert in gleichem Sinne mehr und mehr an Bedeutung. Am Aequator, wo die Sonne an jedem Tage $66^1/_2$ bis 90 Grad über den Horizont emporsteigt, wechselt die Einstrahlung innerhalb der täglichen Periode in viel höherem Masse als die mittlere tägliche Insolation durch die geringe Veränderung der Mittagshöhe der Sonne in der jährlichen Periode. Man hat daher mit Recht die Nacht als den Winter der Tropen bezeichnet. Auch bewirkt die gleichbleibende Tageslänge, dass die Maxima der Insolation, sowie der stärkste Effect der Ausstrahlung im ganzen Jahre auf dieselbe Zeit innerhalb der täglichen Periode fallen, während umgekehrt am Pole, wo sich die Sonne in einer fast unmerklich gegen den Horizont geneigten Spirale

[1]) Pyrometrie. §§ 599—606, S. 317—320.

[2]) Diese Zahlen beziehen sich auf keine bestimmte Einheit, sondern bezeichnen bloss Werthverhältnisse.

erhebt, die tägliche Periode so gut wie vollständig in der jährlichen Periode aufgeht[1]). Nach den Polen hin wird demnach die tägliche Periode immer unansehnlicher und zwar in der Weise, dass sie im Sommer viel deutlicher ausgesprochen ist als im Winter, weil im Sommer die täglichen Sonnenhöhen zwischen weiteren Grenzen variiren als im Winter (unter 50° n. Br. zwischen 0 und 63½° im Sommer, hingegen nur zwischen 0 und 16½° im Winter).

Im allgemeinen werden die Ergebnisse dieser theoretischen Untersuchungen durch die Erfahrung bestätigt. Ausser einigen später zu erörternden Abweichungen sei hier noch erwähnt, dass die Wärmemaxima niemals gleichzeitig mit dem höchsten Sonnenstande eintreten, sondern stets etwas später folgen. Wenn nämlich die Sonne am Tage ihren höchsten Stand erreicht hat, ist die Wärmemenge, welche der Erde zugeführt wird, noch immer grösser als diejenige, welche sie durch Rückstrahlung verliert. Deshalb nimmt die Temperatur zu bis 1 oder 2 Stunden nach der Culmination der Sonne, also bis 1 oder 2 Uhr Nachmittags, und dann erst beginnt die allmähliche Abkühlung. Dieselbe schreitet fort bis gegen Sonnenaufgang; dann ist also die Temperatur am niedrigsten. Da die Zeit zwischen Sonnenaufgang und Mittag viel kürzer ist als die zwischen Mittag und dem folgenden Sonnenaufgang, so ist der aufsteigende Ast der Temperaturcurve, wie dies auch die Theorie fordert, stets viel steiler als der absteigende. Wie die täglichen Maxima und Minima, so erleiden auch die jährlichen aus gleichem Grunde eine Verschiebung; deshalb ist bei uns nicht der Monat mit dem höchsten Sonnenstande (Juni) der heisseste, sondern der Juli, wie denn umgekehrt auch nicht der December, sondern der Januar der kälteste ist.

B. Die Adhémar'sche Hypothese.

Ausser den erwähnten täglichen und jährlichen Schwankungen der Wärmestrahlung giebt es auch solche, welche sich erst in ausserordentlich langen Zeiträumen vollziehen. Sie entstehen dadurch, dass sich die Elemente der Erdbahn, die Excentricität ihrer elliptischen Form und die Neigung ihrer Ebene zur Ebene des Aequators in langen Perioden verändern. Noch immer werden von Laien wie von Gelehrten diesen Veränderungen die höchsten Wirkungen auf die klimatischen Verhältnisse der Erde beigemessen; es erscheint uns daher nöthig, die Wahrheit solcher Annahme näher zu prüfen.

[1]) H. W. Dove in A. v. Humboldt, eine wissenschaftliche Biographie. Herausgeg. von Karl Bruhns. Leipzig 1872. Bd. III, S. 93 f.

Die hier zu betrachtende Hypothese wird gewöhnlich die Adhémar'sche Hypothese genannt, obwohl sie schon vor Adhémar von de Bërgh, einem Freunde und Gefährten Leopold v. Buch's, ausgesprochen wurde [1]). Sie geht davon aus, dass, wenn auch die Rotationsaxe der Erde im allgemeinen mit sich selbst parallel im Raume fortschreitet, doch eine Kraft beständig bestrebt ist, diesen Parallelismus aufzuheben und diese Axe senkrecht gegen die Erdbahnebene zu stellen. Es ist dies eine Wirkung der Anziehungskraft, welche Mond und Sonne (letztere am meisten zur Zeit der Solstitien) auf den ausgebauchten Theil des Erdsphäroids ausüben. So wird die Lage der Erdaxe stets ein wenig von ihrem Parallelismus abgelenkt und die Erdaxe gezwungen, eine konische Fläche um eine auf die Ebene der Ekliptik errichtete Senkrechte zu beschreiben. Demgemäss rücken auch die Himmelspole weiter, mit ihnen zugleich aber die Punkte, in welchen die Ekliptik von dem Himmelsäquator durchschnitten wird, d. i. die Aequinoctialpunkte oder der Frühlings- und Herbstpunkt, und zwar bewegen sich diese langsam von Ost nach West, also dem Laufe der Sonne entgegen, so dass die Tag- und Nachtgleichen allmählich früher und früher eintreten. Man bezeichnet dieses Vorrücken derselben gewöhnlich mit dem Namen Praecession. Sie wurde schon von Hipparch im 2. Jahrhundert v. Chr. entdeckt und annähernd bestimmt. Der Stern α des kleinen Bären, der bekannte Polarstern, welcher jetzt ungefähr $1^1/_2$ Grad von dem Nordpol des Himmels absteht, war damals noch fast 12 Grad von demselben entfernt; vor etwa 14 000 Jahren aber befand sich derselbe nicht hier, sondern in der prachtvollen Wega in der Leier. Zu jener Zeit war das südliche Kreuz noch an den Ufern des Baltischen Meeres sichtbar. Alle diese Veränderungen sind nur die optischen Wirkungen der Praecession. Das Fortschreiten der Tag- und Nachtgleichen beträgt im Laufe eines Jahres $0^\circ\ 0'\ 50,10''$ oder 1° in 71,856 Jahren; ein vollständiger Umlauf um den Pol der Ekliptik erfordert demnach einen Zeitraum von 25 868 Jahren.

Hierzu gesellt sich noch ein anderer Wechsel in der Stellung der Erde zur Sonne. Durch die gegenseitige Anziehung der Planeten werden nämlich Störungen der Apsidenlinie (der grossen Axe der Erdbahn) hervorgerufen, so dass sich das Perihelium oder der Punkt, wo die Erde der Sonne am nächsten ist, verschiebt und zwar jährlich um 11,80''. Die wahre Zeit, in welcher die Aequinoctialpunkte einen ganzen Umlauf in der Ekliptik vollenden, erhält man nun, wenn man

[1]) O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 152, Nota 4.

360° durch die Summe von 50,10″ und 11,80″, also durch 61,90″ dividirt. Dieser Zeitraum umfasst in runder Zahl 21 000 Jahre.

Da die Erdbahn eine Ellipse ist und in einem ihrer Brennpunkte die Sonne steht, so erreicht die Erde alljährlich einmal den Punkt der grössten Sonnennähe und einmal den gegenüberliegenden Punkt grösster Sonnenferne. Nun ist nach dem zweiten Kepler'schen Gesetz die Geschwindigkeit, mit welcher die Erde auf ihrer Bahn vorwärts eilt, von der Art, dass der Leitstrahl (radius vector), welchen man sich von der Sonne zur Erde gezogen denken kann, in gleichen Zeiten gleiche Flächenräume beschreibt. Es wächst also die Geschwindigkeit der Erdbewegung, sobald die Erde sich der Sonne nähert, während sie abnimmt, sobald sich die Erde von der Sonne weiter entfernt, wobei jedoch die Erdrotation keinerlei Störung erfährt. So kann es geschehen, dass für die eine Halbkugel der Sommer länger dauert als der Winter, während für die andere der Winter an Zeitlänge den Sommer übertrifft. Innerhalb 21 000 Jahren wird einmal die nördliche Halbkugel, ein andermal die südliche Halbkugel einen längeren Sommer geniessen, nämlich 10 500 Jahre die eine, 10 500 Jahre die andere. Im Jahre 1250 unserer Zeitrechnung hatte die nördliche Erdhälfte den längsten Sommer, weil damals die Zeit der grössten Sonnennähe mit der Wintersonnenwende zusammenfiel. Seitdem werden unsere Sommer kürzer, und 5250 Jahre nach 1250, also im Jahre 6500 n. Chr., werden beide Jahreszeiten auf beiden Halbkugeln gleich lang sein. Hierauf wird während der folgendeu 5250 Jahre der Sommer der südlichen Halbkugel länger werden und dann wieder sich verkürzen. Noch gegenwärtig ist die Summe der Frühlings- und Sommertage (186 Tage 12 Stunden) für die nördliche Halbkugel um 7 Tage 18 Stunden grösser als die der Herbst- und Wintertage (178 Tage 18 Stunden); auf der südlichen Halbkugel hingegen findet sich natürlich das umgekehrte Verhältniss zwischen Sommer- und Winterlänge.

Adhémar behauptete nun, dass die Sonnenwärme, welche einer Erdhalbkugel bei kurzem Sommer und langem Winter zu Theil werde, geringer sei als die der anderen Halbkugel bei kurzem Winter und langem Sommer. Hieraus aber folgerte er weiter: Wegen der um $7^{3}/_{4}$ Tage längeren Polarnacht am Südpol musste sich dort bisher während des Winters eine grössere Eismasse anhäufen als am Nordpol, und da sich dies mehrere tausend Jahre hindurch wiederholte, so vergrösserte sich die Eisschale oder Eiskuppel um den Südpol sowohl der senkrechten Höhe wie dem Durchmesser nach. Die nothwendige Consequenz davon war, dass diese Halbkugel um das ganze Gewicht ihres Schnee- und Eispanzers schwerer wurde als die andere Halbkugel. Es konnte deshalb nicht ausbleiben, dass der Schwerpunkt unseres Planeten in die

schwerer gewordene südliche Erdhälfte nachrückte. Die auf der Erdoberfläche ausgebreiteten Wassermassen mussten darum, dem Gesetze der Schwere gehorchend, nach der südlichen Halbkugel abziehen, diese überschwemmen und ihr ein oceanisches Gepräge geben, während andrerseits ein grosser Theil der nördlichen Halbkugel trocken gelegt wurde und einen vorzugsweise continentalen Anstrich bekam. Nach der Annahme Adhémar's tritt alle 10 500 Jahre eine Sintfluth abwechselnd für die nördliche und für die südliche Erdhälfte ein, so dass jede der beiden Hemisphären im Laufe von 21 000 Jahren je einmal überfluthet wird. Gegenwärtig ist die südliche einer solchen Fluth ausgesetzt.

In der That scheinen die weiten oceanischen Flächen der südlichen Hemisphäre und ebenso die gleichförmige, charakteristische Physiognomie ihrer Festlande für die Richtigkeit der Adhémar'schen Hypothese zu sprechen. Bemerkenswerth ist namentlich, dass die letzteren alle mehr oder weniger in der Gestalt von Pyramiden oder Hörnern enden, wie Südamerika, Südafrika, die vorderindische Halbinsel, wenn man diese noch hierher rechnen darf, die Halbinsel Malakka und Australien. Sie deuten darauf hin, dass eine von der nördlichen Hemisphäre heraufgedrungene Wassermasse einen Länderzusammenhang dort unterbrochen und überfluthet hat. Nicht wenig Gewicht legt Adhémar auch darauf, dass nur die nördliche Halbkugel einen grossen Reichthum an Landseen habe. Während sich in Nordamerika die Süsswasserseen kettenartig an einander reihen und grosse Flächenräume bedecken, ist Südamerika, wenn wir von den meist kleineren Gebirgsseen absehen, sehr arm an umfangreicheren Wasserbecken. Ebenso finden wir im Norden der Alten Welt grosse Golfe, wie die Ostsee und das Mittelmeer, grosse Binnenseen, wie den Kaspischen, den Aral-, den Balchasch-, den Baikal-See, nicht zu gedenken der ungezählten Seen auf der finnischen Granitplatte und der Gebirgsseen Skandinavien's, während Afrika deren vergleichsweise wenige besitzt. In diesem Sinne gewährt uns die südliche Halbkugel das Bild einer starken Ueberfluthung, die nördliche das Bild einer abtrocknenden Hälfte. Zieht sich nämlich nach der Ueberfluthung das Wasser massenhaft von den Continenten zurück, die es vorher bedeckt hatte, so werden in den Vertiefungen Wasser zurückbleiben, die, vom Ocean durch das Land abgeschnitten, theilweise verdunsten, theilweise sich als Seen erhalten.

Endlich würden sich durch die Adhémar'sche Hypothese auch die kühleren Temperaturen der südlichen Halbkugel, der periodische Eintritt sogenannter Eiszeiten, sowie die bei so vielen Völkern noch vorhandene Fluthsage gut erklären lassen.

Nach alledem hat Adhémar's Hypothese auf den ersten An-

blick viel Verlockendes, und doch müssen wir ihr auf das Entschiedenste widersprechen.

Zunächst irrte sich Adhémar darin, dass er meinte, die Sonnenwärme, welche einer Erdhalbkugel bei langem Sommer und kurzem Winter zu Theil wird, sei grösser als diejenige, welche die andere Halbkugel bei langem Winter und kurzem Sommer empfängt. Schon seit Lambert[1]) ist es mit Evidenz erwiesen, dass die Grösse der Insolation in jedem Jahre und beständig für beide Erdhälften völlig die gleiche ist; denn gerade zu der Zeit, wo auf der einen Halbkugel der lange Sommer herrscht, befindet sich die Erde in grösserer Entfernung von der Sonne. Da nun die Stärke der Insolation umgekehrt dem Quadrat der Sonnenferne proportional ist, so wird das um $7^3/_4$ Tage längere Verweilen der Sonne über der nördlichen Hemisphäre in seiner Wirkung dadurch vollkommen ausgeglichen, dass sich während des kürzeren südlichen Sommers die Erde der Sonne mehr nähert. Wären also beide Hälften der Erde entweder gleichmässig mit Wasser oder gleichmässig mit Land oder in gleichmässiger Mischung mit beiden bedeckt, so würde gegenwärtig die nördliche Hemisphäre einen längeren, aber wegen der grösseren Sonnenferne etwas kühleren Sommer und einen kürzeren, wegen der grösseren Sonnennähe jedoch relativ warmen Winter geniessen. Dagegen müsste die südliche Hemisphäre einen kürzeren, aber wegen der grösseren Sonnennähe etwas heisseren Sommer und einen längeren, wegen der grösseren Sonnenferne kälteren Winter haben.

Diesen theoretischen Auseinandersetzungen widersprechen jedoch die Beobachtungen. In Wahrheit sind nämlich fast durchweg die meteorologischen Sommer auf der südlichen Halbkugel viel kühler, die Winter viel milder als auf der nördlichen Halbkugel. Es rührt dies offenbar davon her, dass die südliche Halbkugel, überfluthet von weiten Oceanen, ein feuchtes und daher viel gleichmässigeres Klima besitzt als die nördliche Halbkugel mit ihren ungeheuren Länderräumen. Hier zeigt sich deutlich, dass die geographischen Gestaltungen an Einfluss viel mächtiger sind als die astronomischen Schwankungen der Sonnenabstände und dass uns jene besser als diese die Temperaturveränderungen in der geologischen Vergangenheit zu erklären vermögen. Die thermischen Unterschiede zwischen südlicher und nördlicher Halbkugel sind die Consequenzen der Wasserbedeckung und nicht der Präcession der Aequinoctien.

Die Anhänger der Adhémar'schen Hypothese sahen nun wohl ein, dass die Grösse der Besonnung für beide Erdhälften immer gleich

[1]) Pyrometrie. S. 310.

sein müsse, wenn auch die Sonne länger in den nördlichen als in den südlichen Zeichen verweilt. Sie gaben dagegen zu bedenken (so vor allem Prevost), dass die Wiederausstrahlung der Wärme bei einem längeren Winter viel stärker sein müsse als bei einem kurzen und dass die Ungleichheit der Jahreszeiten ungleiche Wärmeverluste durch Ausstrahlung hervorrufen, also für die benachtheiligte Erdhalbkugel eine Temperaturerniedrigung herbeiführen müsse. Uns erscheint diese Begründung ebenfalls nicht stichhaltig; denn die Ausstrahlung ist ein Process, welcher sich ebenso gut am Tage wie in der Nacht vollzieht, im Lichten wie im Dunkel. Da überdies für die südliche Halbkugel das Maximum der Winterlänge bereits seit geraumer Zeit (seit 1250 n. Chr.) vorüber ist, so müsste die Abkühlung schon so lange gewirkt haben, dass wenigstens ihr Effect auf die Wintertemperaturen (im Sommer ist ja die Insolation dort intensiver) leicht erkannt werden könnte. Beobachtungen in Südamerika und Neuseeland zeigen jedoch, wie oben bereits angedeutet wurde, dass hier im Gegentheil die meteorologischen Wintertemperaturen viel höher sind als auf der nördlichen Halbkugel [1]).

James Croll, ebenfalls ein Vertheidiger der Adhémar'schen Hypothese, hat dieser eine etwas andere Wendung verliehen. Er stützt sich darauf, dass während eines langen Winters viel Schnee fallen wird, dessen Wegschmelzen die Wärme des nachfolgenden Sommers aufzehrt. Gleichzeitig werden beim Schmelzen des Schnees viele Dunstmassen und Wolken entstehen, welche die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen abschwächen, so dass der kurze Sommer trotz der Sonnennähe sehr kühl verlaufen wird. Diese Behauptung begegnet jedoch ernsten Schwierigkeiten. Fällt wirklich viel Schnee und bildet sich Eis, so wird bekanntlich gebundene Wärme frei, und die frei gewordene Wärme müsste zur Milderung des Winters genau soviel beitragen, als im nächsten Sommer durch das Wegschmelzen von Schnee und Eis an Luftwärme verloren geht. Es findet also eine Compensation statt.

Wollte man selbst annehmen, dass über den oceanisch gedachten Südpolarräumen ein uhrglasartiges Eisgewölbe schwebe, so könnte sich dieses Dach höchstens um den neunten Theil der dortigen mittleren Seetiefen über das Niveau des Erdsphäroides erheben. Sollten aber diese Seetiefen im Durchschnitt 1800 Faden nicht überschreiten (vgl. Bd. I, S. 420), so würde das Eis höchstens gegen 200 Faden den mathematischen Seespiegel überragen können und zwar nur deswegen,

[1]) Vgl. hierzu J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch, Bd. IV (1872), S. 131 f.

weil es um $^1/_9$ leichter ist als das Seewasser. Gefröre also die See innerhalb des südlichen Polarkreises auch bis auf den Meeresboden, so würde darum die südliche Halbkugel nicht schwerer, weil das Eis dasselbe Gewicht besässe wie die Wassermasse, aus der es hervorging. Somit ist auch dieses Argument für die Adhémar'sche Hypothese nicht beweiskräftig.

Der Schwerpunkt könnte also höchstens dadurch verrückt werden, dass mächtige Schneemassen auf das Festland fielen oder auf Eisschollen, welche bis zum Grunde des Meeres hinabreichen. Nun ist es schon sehr unwahrscheinlich, dass in den antarktischen Gebieten der Schneefall ein sehr reicher ist, da nach den Berichten der Polarfahrer wenigstens innerhalb des nördlichen Polarkreises der winterliche Schneefall meist ein sehr geringer ist [1]). Unterdrücken wir aber auch dieses Bedenken, so ist doch noch zu erwägen, dass die trockene eisige Winterluft den Schnee um so stärker hinwegleckt, je weiter er sich um den Pol herum lagert. Es ist also ganz unmöglich, dass die nämliche physische Eisschale beständig um den Südpol schwebe. Und würde selbst durch Schneeanhäufung und Eisbildung das antarktische Gebiet senkrecht wachsen, so müsste gleichzeitig auch das Gefäll der Gletscher, mit dem Gefäll ihre Geschwindigkeit, mit der Geschwindigkeit die Zahl der Eisberge zunehmen, welche durch die Gletscher abgestossen werden, und so würde immer wieder das Gleichgewicht hergestellt.

James Croll und andere halten an der Adhémar'schen Hypothese fest, um die Eiszeit erklären zu können. Nach unserer Ueberzeugung würde man weit fehlen, wenn man sich auf der nördlichen Halbkugel die Winter von der Länge und die Sommer von der Kürze der australischen denken wollte, um damit zu begründen, dass einst in der Schweiz die Gletscher das Rhônethal und den Genfersee erfüllten und mehr als 600 Meter hoch an den Abhängen des Schweizer Jura sich erhoben. Dazu sind die gegenwärtigen Zeitunterschiede zwischen den australischen und borealischen Wintern viel zu gering.

Noch möchten wir darauf aufmerksam machen, dass der Seenreichthum der nördlichen Hemisphäre, auf welchen die Anhänger der Adhémar'schen Hypothese immer besonderes Gewicht legten, durchaus nicht ein ausschliessliches Privilegium unserer Halbkugel ist. Vielmehr besitzt auch die südliche Halbkugel eine grössere Anzahl aus-

[1]) Vgl.: Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig 1874. Bd. I, Abth. 2, S. 345. 419. Wojeikof (Ergänzungsheft 38 zu Petermann's Mittheilungen von 1874, S. 12) bezweifelt freilich die Existenz eines Polargürtels mit regen- (resp. schnee-) armen Wintern und schreibt diese nur den arktischen Gebieten mit excessivem Klima zu.

gedehnter Wasserbecken; es sei hier nur an die grossen Seen Central-Afrika's, den Mwutan-, Ukerewe-, Tanganjika-, Njassa- und Bangweolo-See erinnert. Seen finden sich überall auf der Erde da, wo die später zu besprechenden Vorbedingungen zu ihrer Bildung vorhanden sind. Ferner können, was die Alte Welt betrifft, im wesentlichen nur die geschwisterlichen aralo-kaspischen Seen, der Baikal-See, die Seen des Newa-Gebietes, die grossen schwedischen und die lombardischen Seen als Zeugen einer ehemaligen oceanischen Ueberfluthung angerufen werden; denn die übrigen verdanken nicht dem sich zurückziehenden Meere, sondern lediglich den Flüssen ihre Entstehung.

So erweisen sich also alle Gründe, welche für die Adhémar'sche Hypothese angeführt wurden, als nicht stichhaltig. Aber angenommen selbst, alle Voraussetzungen Adhémar's seien so richtig, wie sie falsch sind, welchen Effect dürften wir dann der vermeintlichen Schnee- und Eiscalotte am Südpol zuschreiben?

Die Gebiete der Polarkreise sind bekanntlich relativ regenarm; wir dürfen deshalb als mittlere Menge des Niederschlags nicht mehr als 30 Centimeter in Rechnung bringen (Schnee wird hierbei in Wasser verwandelt gedacht). Der Schneefall des Nordpolarkreises hält dem des Südpolarkreises annähernd das Gleichgewicht; eine Differenz ergiebt sich nur in Folge der längeren Winterzeit in dem antarktischen Gebiete. Nun beträgt der grösstmögliche Unterschied zwischen Sommer- und Winterlänge, welcher immer nach Verlauf von 10 500 Jahren eintritt, c. 8 Tage, im Mittel also während der ganzen Zeit, in welcher auf einer Halbkugel der längere Winter herrscht, 4 Tage; es müssten somit 365 Jahre vergehen, ehe die Eisschale um den Südpol 120 Centimeter über das normale Niveau emporragte. Demnach würde diese Eisanhäufung in 10 500 Jahren eine Höhe von $34^1/_2$ Metern erreichen, welche Masse, da das specifische Gewicht des Eises gleich 0,92 und das der Erde gleich 5,6 ist, einer 5,7 Meter hohen Anschwellung des Erdkörpers mit der mittleren Dichtigkeit desselben entspricht. Würde nun diese Schicht in gleicher Höhe alles antarktische Land innerhalb des 70. Breitengrades (= 281 542 geogr. Quadratmeilen) bedecken, also einen Körperinhalt von c. 216 Cubikmeilen besitzen, um wieviel vermöchte sie dann den Schwerpunkt der Erde zu verschieben?

Die Erde hat einen Cubikinhalt von 2 650 000 000 Cubikmeilen, jede Halbkugel somit von 1 325 000 000 Cubikmeilen. Jene 216 Cubikmeilen sind hiervon nur etwa $^1/_{6\,000\,000}$. Hieraus aber ergiebt sich, dass der Schwerpunkt unseres Planeten eine Verschiebung von nicht einmal 0,3 Meter erleiden würde, selbst wenn in Folge der grösseren Dichtigkeit der centralen Erdmassen der Schwerpunkt jeder der beiden

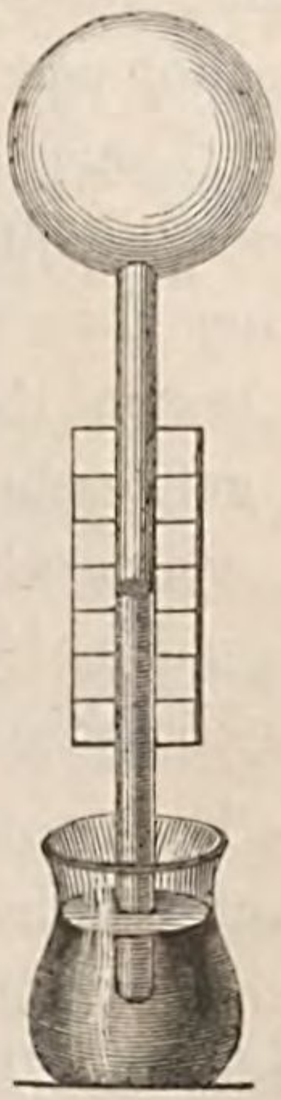
Halbkugeln sich bis auf den vierten Theil des Erdradius dem Mittelpunkte der Erde näherte. Es ist unmittelbar klar, dass eine solche Thatsache selbst der schärfsten Beobachtungsinstrumente spottete, am allerwenigsten aber von jener weit tragenden Bedeutung sein könnte, welche ihr die Anhänger der Adhémar'schen Hypothese zuerkennen.

C. Das Thermometer und der Gebrauch desselben.

Indem wir aus dem Bereich theoretischer Voruntersuchungen in das der Thatsachen hinübertreten, dürfte es zweckmässig sein, zuerst einige Bemerkungen über dasjenige Instrument vorauszuschicken, mit dessen Hilfe alle die hierher gehörigen Thatsachen gewonnen worden sind. Dies ist das Thermometer.

Die älteste Form desselben war das sogenannte belgische oder Lufthermometer (Fig. 9). Wahrscheinlich wurde es von dem Niederländer Cornelius Drebbel (geb. zu Alkmaar 1572, † 1634 zu London) im Jahre 1603 erfunden. Er senkte einen erhitzten Glaskolben mit der Mündung seiner Röhre in ein Gefäss mit Wasser oder Weingeist. Indem die Glaswände erkalteten, verdichtete sich die Luft in der Kugel und Röhre, und sofort füllte die empordringende Flüssigkeit den frei werdenden Raum aus. Durch das Steigen und Fallen derselben wurde jede Erniedrigung oder Erhöhung der Lufttemperatur sichtbar, ja mittelst einer an der Röhre angebrachten Scala sogar messbar. Doch ist klar, dass hier ausser der Wärme auch der Luftdruck zur Geltung kam, dass also thermometrische und barometrische Wirkungen sich vereinten.

Fig. 9.



Das Drebbel'sche Lufthermometer.

Vermieden wurde dieser Fehler bei dem von der Academia del Cimento in Florenz schon am Anfang des 17. Jahrhunderts gebrauchten Florentiner Thermometer. Man füllte in eine mit aufrecht stehender Röhre versehene Glaskugel bis zu einer gewissen Höhe Weingeist, verschloss dann die Oeffnung und fügte eine Scala hinzu, auf welcher der Stand verzeichnet war, den der Weingeist erreichte, wenn man das Thermometer in Schnee oder Eis tauchte und wenn man es an den heissesten Sommertagen am Arno den Sonnenstrahlen aussetzte [1]). Genauer befestigt wurde die obere Grenze der Scala durch

[1]) Dieses Instrument scheint Galilei's Erfindung zu sein; denn Libri (Galileo Galilei's Leben und Wirken. Aus dem Französischen von Ca-

die Entdeckung Edmund Halley's (1693), dass Weingeist wie Quecksilber in der Thermometerröhre, wenn sie in siedendes Wasser gehalten wurde, stets bis zu einem gewissen Masse und nie über dasselbe stiegen, gleichviel wie lange das Sieden des Wassers dauerte und wie oft die Versuche wiederholt wurden [1]).

Bis zum Jahre 1730 gab es nicht zwei Thermometer, deren Gang übereinstimmend gefunden worden wäre und deren Temperaturangaben einen strengen Vergleich zuliessen. Erst damals ersann René Antoine Ferchault de Réaumur (1683 bis 1757) ein Verfahren, wie man an allen Orten Thermometer anfertigen könne, die, wie er sich ausdrückt, „in gleicher Sprache" zu dem Beobachter redeten. Er verbesserte das Thermometer in zweifacher Hinsicht. Er erwählte als Nullpunkt den Höhenstand, den der Weingeist einnimmt, wenn das Thermometer in langsam gefrierendes Wasser oder in schmelzenden Schnee gestellt wird. Sein Hauptverdienst aber lag darin, dass er Thermometer schuf, in welchen beim Nullpunkt der Temperatur genau 1000 Theile einer Flüssigkeit Raum hatten und dass er seine Stufenleiter abtheilte, je nachdem sich die Flüssigkeit um 10, 20, 30 u. s. w. solcher Raumtheile ausgedehnt hatte [2]). Freilich zeigte der Nullpunkt des ersten Réaumur'schen Thermometers nicht genau die Temperatur des gefrierenden Wassers, sondern die des eben gefrorenen und nachher weiter abgekühlten Wassers. Er war gleich $-0{,}8^{\circ}$ des heutigen Réaumur'schen Thermometers. Seine exacte Ausbildung erhielt dasselbe durch J. A. de Luc [3]).

Fahrenheit (1686 bis 1736) bestimmte den unteren Normalpunkt durch eine Mischung von Wasser, Eis und Chlorammonium oder Kochsalz und ging deshalb von diesem aus, weil er glaubte, tiefer würde die Temperatur gar nicht herabsinken. Der Nullpunkt des Fahrenheit'schen Thermometers trifft mit dem Theilstriche $-14^{2}/_{9}$ der Réaumur'schen Scala zusammen. Der Schmelzpunkt des Eises

rové. Siegen und Wiesbaden 1842. S. 21) fand das geschlossene Thermometer, d. h. das Weingeistthermometer, bereits in einem 1611 — also im zweiten Jahre nach der Uebersiedelung Galilei's von Padua nach Florenz — geschriebenen Bande der Bibliothek des Arsenals zu Paris (Nr. 20 der ital. Handschriften) erwähnt. Auch andere Gründe sprechen für die obige Annahme. Vgl. E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 65.

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. XVII (1693), p. 652.

[2]) R. de Réaumur, Règles pour construire des Thermomètres, gelesen am 19. November 1730, in den Mémoires de l'Académie des Sciences. Année 1730. Paris 1732. p. 453 sq.

[3]) J. A. de Luc, Recherches sur les modifications de l'Atmosphère. Genève 1772. Tome I, § 427—458 (p. 331—408).

ist auf derselben mit 32, der Siedepunkt des Wassers mit 212 bezeichnet; somit beträgt der Zwischenraum zwischen beiden 180°. Die Fahrenheit'sche Scala bietet den Vortheil kleinerer Graduirung, ermöglicht also, durch ganze Zahlen (mit Vermeidung von Brüchen) Temperaturen schon ziemlich genau auszudrücken, und gestattet ferner fast immer die Weglassung der Vorzeichen, da Temperaturen unter $-14^2/_9$° R. selten vorkommen. Celsius (1701 bis 1744) wandte das Decimalsystem auf die Barometerscala an, indem er das Intervall zwischen dem Gefrierpunkt und dem Siedepunkt in 100 Theile zerlegte. Nach den obigen Angaben sind demnach

$$x^0 \text{ R.} = \tfrac{9}{4}\,x + 32^0 \text{ F.} = \tfrac{5}{4}\,x^0 \text{ C.}$$
$$x^0 \text{ F.} = \tfrac{4}{9}\,(x - 32)^0 \text{ R.} = \tfrac{5}{9}\,(x - 32)^0 \text{ C.}$$
$$x^0 \text{ C.} = \tfrac{4}{5}\,x^0 \text{ R.} = \tfrac{9}{5}\,x + 32^0 \text{ F.}$$

Auffallend ist die Thatsache, dass sich das Thermometer Fahrenheit's, also das eines Deutschen, in England, das Réaumur's, somit das eines Franzosen, in Deutschland und das Celsius'sche, das eines Schweden, in Frankreich eingebürgert hat. Zum Zwecke wissenschaftlicher Untersuchungen bedient man sich jetzt fast allgemein der hunderttheiligen Scala.

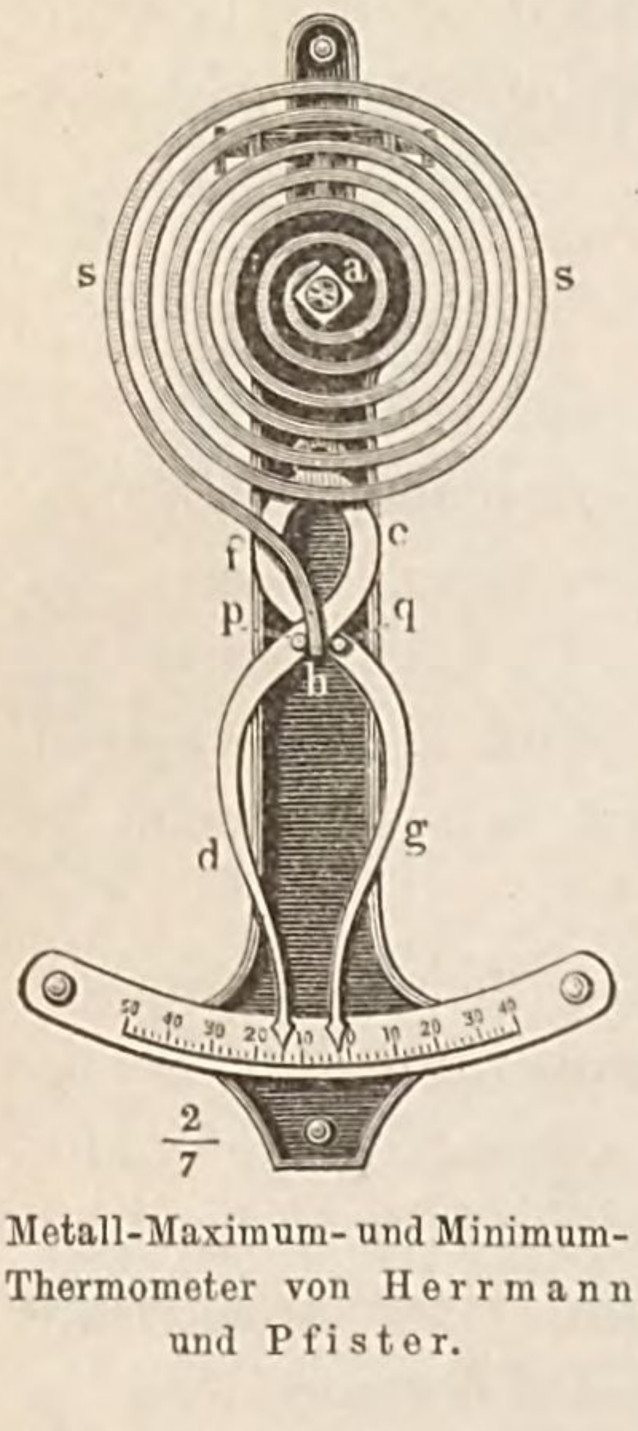
Da es häufig von Wichtigkeit ist, zu wissen, welches innerhalb einer gewissen Zeit die höchste und niedrigste Temperatur war, so hat man, um nicht beständig beobachten zu müssen, sogenannte Maximum- und Minimum-Thermometer construirt. Die bekannteste Form derselben ist der von Rutherford schon im Jahre 1794 angefertigte Thermometrograph. Derselbe wird von zwei Thermometern gebildet, deren Röhren wagerecht liegen. In der mit Quecksilber gefüllten Röhre des Maximumthermometers befindet sich ein Stahlstiftchen, welches so lange durch die Quecksilbersäule fortgeschoben wird, als sich das Quecksilber in Folge der Temperaturerhöhung ausdehnt. Sobald jedoch eine Temperaturerniedrigung eintritt und die Quecksilbersäule zurückgeht, so verharrt das Stiftchen an seinem Orte und zeigt so die höchste Temperatur innerhalb eines gewissen Zeitraumes an.

Für das Minimumthermometer benützt man statt des Quecksilbers Weingeist und statt des Stahlstiftchens ein feines, an beiden Enden mit kleinen Knöpfchen versehenes Glasstäbchen. Ist dasselbe einmal in den Weingeist eingetaucht, so kann es wegen der Adhäsion nicht über dessen freie Oberfläche hinaus gelangen; es zieht sich also beim Sinken der Temperatur das Glasstäbchen gleichzeitig mit dem Weingeist zurück. Dagegen behält das Glasstäbchen unverändert seine Lage, wenn die Temperatur zunimmt und die Weingeistsäule sich verlängert; es giebt somit immer die Minimaltemperatur eines gewissen Zeitraumes an. Setzt man also am Vormittag gleichzeitig Minimum-

und Maximum-Thermometer in Stand, so kann man am nächsten Vormittag die höchste und niedrigste Temperatur der verflossenen 24 Stunden ablesen.

In neuerer Zeit braucht man zu derartigen Messungen häufig das von Herrmann und Pfister in Bern construirte und sehr zuverlässige Metall-Maximum- und Minimum-Thermometer (Fig. 10). Dasselbe besteht aus einem 1 Meter langen, 1 Centimeter breiten und 1,25 Millimeter dicken Stahlstreifen, welchem seiner ganzen Länge nach ein Messingstreifen von gleichen Dimensionen aufgelöthet ist. Beide sind durch Vergoldung gegen Rost geschützt. Dieser Metallstreifen wird so zu einer Spirale *s* gebogen, dass der Stahl die äussere, das Messing die innere Seite der Windungen bildet. Während das Ende *a* an einem Metallzapfen befestigt ist, bleibt das Ende *b* frei beweglich. Bei einer bestimmten Temperatur hat *b* auch eine bestimmte Stellung. Da sich Messing stärker ausdehnt als Stahl, so wird das freie Ende *b* bei Temperaturerhöhung gegen links, bei Temperaturerniedrigung gegen rechts gedrängt werden. Durch die beiden Stifte *p* und *q* wird die Bewegung des Spiralendes abwechselnd dem einen oder dem anderen Zeiger, *cd* oder *fg*, welche den Zeigern eines Tasterzirkels ähnlich sind, mitgetheilt, und diese bewahren diejenige Lage, welche sie in dem Momente ihrer grössten Verschiebung nach rechts oder links inne hatten. Die Scala am unteren Ende des Instruments gestattet uns, sofort die Grenzwerthe der Temperatur innerhalb eines gewissen Zeitraumes abzulesen [1]).

Fig. 10.



Metall-Maximum- und Minimum-Thermometer von Herrmann und Pfister.

Soll ein Thermometer die wahre Temperatur der freien Luft angeben, so muss besonders darauf Bedacht genommen werden, störende Einflüsse jedweder Art von ihm fern zu halten. Es ist vor allen Dingen im Freien aufzuhängen, so dass die Luft von allen Seiten her ungehindert Zutritt hat. Ferner darf es nicht den directen Sonnenstrahlen ausgesetzt sein. Es muss sich sowohl vom Boden, wie von Wänden in angemessenem Abstande befinden, damit es nicht von den reflectirten

[1]) Joh. Müller, Lehrbuch der kosmischen Physik. 4. Aufl. Braunschweig 1875. S. 457 f.

Wärmestrahlen getroffen werde. Steigen doch Thermometer, welche an einer von der Sonne beschienenen Wand oder unmittelbar über nacktem, von den Sonnenstrahlen direct getroffenem Sandboden angebracht sind, selbst in unseren Gegenden während des Sommers oft bis auf 50° C.! Natürlich ist diese Wärme nicht die der Luft, sondern der erhitzten Wand, resp. des Bodens. Endlich muss dafür gesorgt sein, dass das Instrument vollkommen trocken bleibt.

Am zweckmässigsten ist es, das Thermometer auf freiem Platze in einem Gehäuse aufzustellen, welches durch doppelte jalousieartige Wände gebildet wird, nach oben mit einem Dach versehen, nach unten aber offen ist und auf vier etwa 3 Meter hohen Pfählen ruht. Die Treppe ist an der nördlichen Seite zu befestigen, welche letztere zugleich als Thüre dient.

Ueberraschend ist die von Lamont entdeckte Thatsache, dass ein Thermometer, welches auf einem ganz freien Grasplatze zwischen zwei $2^2/_3$ Meter hohen Stangen an einem Drahte hing und den directen Sonnenstrahlen ausgesetzt war, fast dieselbe Temperatur zeigte wie ein gegen zufällige Störungen geschütztes im Schatten. Zweijährige Beobachtungen ergaben, dass die mittlere Differenz der mit dem besonnten und dem beschatteten Thermometer erlangten Temperaturen früh 7 Uhr — 0,15, Mittags 12 Uhr 0,34 und Abends 6 Uhr — 0,18° R. betrug. Hieraus geht deutlich hervor, dass an der Thermometerkugel eine fast vollständige Reflexion erfolgte.

Um die Mitteltemperatur für einen gewissen Zeitraum, z. B. für einen Tag, einen Monat oder ein Jahr bestimmen zu können, bedarf man natürlich einer kleineren oder grösseren Reihe von Ablesungen. Das Tagesmittel erhält man, wenn man die Summe der 24 Temperaturen, welche von Stunde zu Stunde im Laufe eines Tages gemessen worden sind, durch 24 dividirt. Doch gewährt auch das arithmetische Mittel aus den nach Ablauf von zwei oder drei Stunden regelmässig vorgenommenen Beobachtungen ein gutes Tagesmittel. Da jedoch derartige Reihen das Zusammenwirken mehrerer Personen voraussetzen, so lässt sich diese Methode nur auf grösseren Observatorien durchführen. An den meisten Orten begnügt man sich hierbei mit einigen im Laufe des Tages gemachten Ablesungen. Brauchbare Tagesmittel liefern z. B. die Beobachtungen um

6 U. Morgens, 2 U. Nachmittags und 10 U. Abends,
7 „ „ 2 „ „ „ 10 „ „
7 „ „ 1 „ „ „ 9 „ „
7 „ „ 2 „ „ „ 9 „ „

Etwas weniger zuverlässig sind die Combinationen der Tempera-

turen von gleichnamigen Stunden (z. B. 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends, 9 Uhr Morgens und 9 Uhr Abends).

Wird die Summe aller Tagesmittel eines Monats durch die Zahl der Tage getheilt, so ergiebt sich die Mitteltemperatur des Monats. In ähnlicher Weise gewinnt man aus den 12 Monatsmitteln die Mitteltemperatur des Jahres. Liegen von irgend einem Orte vieljährige Monats- und Jahresmittel vor, so berechnet man das allgemeine Monatsmittel, indem man die Mitteltemperaturen desselben Monats, wie sie in den verschiedenen Jahren gefunden wurden, addirt und die Summa durch die Zahl der Beobachtungsjahre dividirt. Analog verfährt man, wenn es sich um Aufsuchung des allgemeinen Jahresmittels handelt.

D. Absorption der von der Sonne zugestrahlten Wärme durch Luft, Land und Meer.

Die Wärme verbreitet sich auf dreierlei Weise von einem Punkte nach einem anderen: durch Strahlung, wobei sie ein Medium durchdringt, ohne dessen Temperatur zu erhöhen, durch Leitung, wenn der die Wärmefortpflanzung vermittelnde Körper selbst mit erwärmt wird, und durch Strömungen, indem der erwärmte Körper sogar eine Bewegung vollzieht und so die empfangene Wärme weiter trägt.

Die Sonnenkräfte werden der Erde zugestrahlt. Bevor sie die Oberfläche unseres Planeten erreichen, haben sie den mit Aether erfüllten Weltraum und die Atmosphäre zu durchlaufen. Während hinsichtlich des ersteren wohl eine fast ganz reine Durchstrahlung erfolgt, wird ein nicht unwesentlicher Bruchtheil der gesammten zugestrahlten Wärme von der Luft aufgenommen oder absorbirt und zwar um so mehr, je länger der Weg ist, welchen die Sonnenstrahlen innerhalb der Atmosphäre zurückzulegen haben und je dichter und dampfreicher die Luftschichten sind, durch welche die Strahlen hindurchgehen. Da die Sonnenstrahlen am Morgen und Abend auf viel weitere Strecken die Atmosphäre durcheilen, so erleiden sie hier einen bedeutenden Wärmeverlust, zumal sie auf viel längerem Wege die untersten Schichten des Luftkreises durchschreiten, welche wegen ihrer grösseren Dichtigkeit und ihres Reichthums an Wasserdämpfen relativ viel Wärme absorbiren. Dagegen erweisen sich die Sonnenstrahlen an der Erdoberfläche um so kräftiger, je höher sich unser Tagesgestirn erhebt; denn in solchem Falle ist ihr Weg durch die Atmosphäre ein viel kleinerer [1]).

[1]) Dass die Sonne auch aus anderen Gründen bei höherem Stande die Erdoberfläche stärker erwärmt, wurde bereits oben erwähnt (s. S. 139).

Selbst bei ganz heiterem Himmel und bei senkrechtem Sonnenstand verliert ein Sonnenstrahl, indem er die Luft durchwandert, 0,2 seiner erwärmenden Kraft, durchschnittlich in unseren Breiten aber 0,4 bis 0,5 und gegen Morgen oder Abend sogar mehr als die Hälfte seiner Wärmekräfte. Nun erkennen wir auch, warum sich in den tropischen Steppen- und Wüstengebieten, sowie auf hohen Bergen unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung die höchsten Bodentemperaturen entwickeln, obwohl gerade hier während der Nacht die Abkühlung durch Ausstrahlung ausserordentlich gross ist. Sah doch Hooker[1]) auf dem Himalaya in 3000 Meter Meereshöhe im December um 9 Uhr Morgens das Quecksilber eines von der Sonne beschienenen Thermometers mit geschwärzter Kugel bis auf 55,5° C. steigen! Offenbar ist hier die ausserordentlich dünne und reine Luft unfähig, die Strahlung der Sonne mit Erfolg zu hemmen; letztere vermag daher um so energischer den Boden und die Gegenstände an demselben zu erhitzen. So dient immer derjenige Theil der Sonnenstrahlung, welcher nicht durch die Atmosphäre absorbirt wird und die Erdoberfläche erreicht, im wesentlichen dazu, dieser eine höhere Temperatur zu verleihen.

Die thatsächliche Wärmewirkung der bis zur Erdoberfläche gelangenden Sonnenkräfte ist ferner bedingt durch die Beschaffenheit des Materials, auf welches die Sonnenstrahlen treffen. Vor allem ist es nicht gleichgiltig, ob das bestrahlte Areal Land oder Wasser ist. Der feste Erdboden wirft meist nur wenige Strahlen zurück, saugt daher eine relativ grosse Menge derselben auf und wird namentlich dann ausserordentlich schnell und stark erhitzt, wenn er ganz trocken und von einer Pflanzendecke völlig entblösst ist. Man hat schon mehrfach beobachtet, dass trockener Fels und Sand durch die Sonnenstrahlen bis zu 60 und mehr Grad C. erwärmt werden. So wächst nach dem Berichte A. v. Humboldt's die Temperatur des Sandes in den Llanos (Südamerika) Nachmittags 2 Uhr ganz gewöhnlich bis zu 52,5° C., ja bisweilen bis zu 60° C.[2]). Ein Thermometer, welches Girard in den Wüstensand Aegypten's gesenkt hatte, zeigte 56° R. (70° C.)[3]). Nouet fand bei Theben in Aegypten die Temperatur der Bodenoberfläche zu 67,5° C. und Winterbottom den Boden von Sierra Leone zu 59° C.[4])

[1]) Himalayan Journals. Vol. II, p. 407.

[2]) A. v. Humboldt, Centralasien. Uebersetzt von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. II, S. 117 f.

[3]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXLVIII (1859), p. 68.

[4]) Mahlmann in Dove's Repertorium der Physik. Berlin 1841. Bd. IV, S. 173.

Ein ganz anderes thermisches Verhalten als das Land weist das Wasser auf. Zunächst reflectirt es weit mehr Strahlen als das feste Land; ein grösserer Theil derselben dringt also nicht einmal in das Wasser ein. Ferner ist das Wasser unter den an der Erdoberfläche vorherrschenden Stoffen derjenige, welcher am meisten Wärme erfordert, wenn man seine Temperatur um einen gewissen Betrag erhöhen will. Es ist nämlich eine doppelt so grosse Wärmemenge nothwendig, das Wasser um ebenso viele Grade zu erhitzen wie das gleiche Volumen eines der Mineralien, welche die starre Erdrinde bilden. Bezogen auf das gleiche Gewicht würde sogar statt der doppelten erst eine fünffache Wärmemenge genügen [1]). Dazu kommt, dass die dem Wasser zugeführte Wärme nicht ausschliesslich dazu verwandt wird, die Temperatur desselben zu steigern; vielmehr wird ein Theil der Wärme durch die gleichzeitig eintretende Dampfbildung gebunden. Demnach geht die Erwärmung einer Wasserfläche unter gleichen Verhältnissen viel langsamer vor sich als die des festen Bodens, zumal die grössere Dampfentwicklung über dem Wasser die directe Wirkung der Sonnenstrahlen schwächt und Strömungen sofort die entstandenen Temperaturdifferenzen auszugleichen suchen.

E. Die Wärmestrahlung der Erde.

Die Wärmestrahlung, welche der Erdkörper empfängt, bleibt nicht dessen unveräusserliches Eigenthum; vielmehr wird dieselbe stets und zwar in zweifacher Weise dem Weltraum zurückgegeben: sogleich durch Spiegelung an der Oberfläche oder allmählich durch Ausstrahlung. Der erstere der beiden Wege ist namentlich bei glatten Körpern, also insbesondere bei Flüssigkeiten von Bedeutung, während Körper mit rauher Oberfläche, dieselben also, welche die Wärme am leichtesten aufnehmen, sie nur in geringem Masse zurückspiegeln. Doch findet allüberall, über Land wie über Wasser, wenn auch in manigfach wechselndem Grade, ein beständiger Ausstrahlungsprocess statt, ein Kampf zwischen Wärmegewinn und Wärmeverlust, dessen jeweiliges Resultat in der Temperatur an der Erdoberfläche seinen Ausdruck findet. Die Intensität der Ausstrahlung entspricht im allgemeinen dem Unterschiede zwischen der Temperatur an der Erdoberfläche und der Temperatur des Weltraumes, durch welchen sich unser Planet bewegt. Da die letztere

[1]) So beträgt die specifische Wärme

	bei gleichem Gewicht	bei gleichem Volumen
für das Wasser	1,0000	1,0000
für Kalk (Kalkspath)	0,2046	0,5555
für Quarz (Bergkrystall)	0,1894	0,5025
für Feldspath (Adular)	0,1861	0,4760.

E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 52.

unzweifelhaft eine sehr niedrige ist (nach Pouillet's Berechnung — 142° C.) und somit allerwärts eine ganz ansehnliche Differenz zwischen den genannten beiden Temperaturen besteht, so muss die Ausstrahlung überall eine sehr grosse und, wenn wir die Erde als Ganzes betrachten, im allgemeinen eine gleich starke sein.

Die Weise, in welcher sich die Ausstrahlung vollzieht, ist je nach dem Zustande der Atmosphäre und der Beschaffenheit der ausstrahlenden Körper eine verschiedene. Es ist oben bereits gezeigt worden, dass unser Luftkreis die aus einer hocherhitzten Wärmequelle herrührenden leuchtenden Wärmestrahlen ziemlich leicht hindurchlässt. Ganz andere Eigenschaften aber besitzen die dunklen Wärmestrahlen, welche dem Erdboden, also einer Quelle von niederer Temperatur entstammen. Sie werden nämlich von der Atmosphäre viel kräftiger absorbirt; die Luftmasse selbst wird demnach hauptsächlich von ihnen erwärmt und giebt nur allmählich die erlangte Wärme an den eisig kalten Weltraum ab. Die Wärmeausstrahlung wird also im Verhältniss zur Wärmezufuhr verzögert, weshalb unser Luftkreis jederzeit namhafte Wärmeschätze in sich birgt. So ist die Atmosphäre einem Schirm oder einer über die Erde ausgebreiteten Decke vergleichbar; sie verrichtet die Dienste eines nach unten sich öffnenden, nach oben aber sich schliessenden Ventiles (s. Bd. I, S. 81); sie wirkt — um ein vielfach gebrauchtes Bild anzuführen — wie die Fenster eines Treibhauses, welche den Sonnenstrahlen den Eintritt gestatten, aber die von den Gewächsen ausgehenden Wärmestrahlen zurückhalten.

Hieraus erklärt sich auch, warum sich die Wärme mit der Höhe eines Ortes über dem Meeresspiegel vermindert. Die schützende Decke der Atmosphäre ist ja in hohen Bergregionen wesentlich dünner; daher entweicht hier die zugestrahlte Wärme viel schneller in den Weltraum, und so ist die Erkaltung hier eine intensivere, der vorhandene Wärmevorrath aber ein geringerer als im Niveau des Meeres.

Ebenso sind trockene Luft und klarer Himmel einer starken Ausstrahlung sehr günstig, während reicher Wasserdampfgehalt oder gar eine Wolkenschicht dieselbe nicht unwesentlich hindert. Recht instructiv sind in dieser Hinsicht folgende Beobachtungen Wells'. Er spannte ein quadratisches baumwollenes Tuch von $^2/_3$ Meter Seitenlänge 15 Centimeter über dem Rasen in horizontaler Richtung aus und fand später die Temperatur des Rasens unter dem Tuche um 6° C. höher als an benachbarten Punkten. Eine ähnliche Rolle wie hier das Tuch spielen die Wolken; namentlich strahlen dichte, niedrige Wolken, deren Temperatur die der unteren Atmosphäre ist, fast ebenso viel Wärme zum Boden zurück, als sie von diesem empfangen haben. Höhere Wolken können natürlich nicht in gleichem Grade die Ausstrahlung hemmen. In einer

heiteren Nacht war das Gras einer Wiese bereits 6,7 ° C. kälter geworden als die Luft. Da umwölkte sich der Himmel, und sofort stieg die Temperatur des Grases um 5,6 ° C., obwohl sich die Lufttemperatur nicht geändert hatte [1]). Der Wasserdampf der Luft ist, wie John Tyndall [2]) sich ausdrückt, eine Decke, die dem Pflanzenleben nothwendiger ist als die Kleidung dem Menschen. Die Entfernung der Wasserdämpfe aus der Atmosphäre würde in unseren Gegenden schon in einer einzigen Sommernacht von der Vernichtung aller Pflanzen begleitet sein, welche die Gefriertemperatur tödtet; denn die Wärme unserer Felder und Gärten würde in diesem Falle unersetzt in den von eisiger Kälte durchdrungenen Weltraum ausströmen.

Ueberall, wo die Luft sehr trocken ist, vollzieht sich in der That eine ausserordentlich grosse Abkühlung bei Nacht. Demnach ist die nächtliche Wirkung der Wärmeausstrahlung am bedeutendsten auf denselben Gebieten, auf welchen der Boden durch die Sonnenstrahlung am stärksten erhitzt wird, nämlich auf den öden Steppen- und Wüstengebieten, über denen sich fast immer ein reiner, ungetrübter Himmel ausbreitet. Hier begegnen wir also den grössten Temperaturunterschieden. Schon in der Genesis wird uns dies von Mesopotamien berichtet an jener Stelle (Cap. 31, V. 40), wo Jacob zu Laban sagt: „Des Tages verschmachtete ich vor Hitze und des Nachts vor Frost.“ Am schärfsten sind die Temperaturcontraste in der Sahara, wo des Nachts bisweilen das Wasser in den Schläuchen gefriert, während sich am Mittag die Hitze bis über 40 ° C. erhebt [3]). Gerhard Rohlfs [4]) sah in Rhadames, das eine mittlere Jahreswärme von 23 ° C. hat und in den Sommermonaten Lufttemperaturen bis zu 50 ° C. aufweist, das Thermometer während der Wintermonate zuweilen bis auf —5 ° C. herabsinken. In der Oase Fezzan, wo die höchsten Temperaturen der Erde vorkommen, beobachtete Rohlfs [5]) am 20. December 1865 vor Sonnenaufgang —4 ° C., am 30. Januar 1866 —5 ° C., und während der beiden Monate December und Januar fiel das Thermometer an 24 Tagen auf oder unter den Gefrierpunkt. Auch in der Mitte von Australien hat man ähnliche Erfahrungen gemacht. So hatte Mitchell auf seiner letzten Reise in das nordwestliche Innere sehr kalte, eisige Nächte. Das Thermometer zeigte am 2. Juni bei Tagesanbruch

[1]) Two Essays etc. by the late W. C. Wells. London 1818. p. 156.

[2]) Die Wärme betrachtet als eine Art der Bewegung. Uebersetzt von H. Helmholtz und G. Wiedemann. 3. Aufl. Braunschweig 1875. S. 457 f. 466.

[3]) A. v. Humboldt in Poggendorff's Annalen, Bd. XI (1827), S. 7 f.

[4]) Quer durch Afrika. Leipzig 1874. Bd. I, S. 72.

[5]) l. c. Bd. I, S. 147.

— 11,6 ° C. und erreichte 19,4 ° um 4 Uhr Nachmittags; es ging also durch einen Zwischenraum von 31 ° C. [1]).

Der Grad der Ausstrahlung hängt aber nicht bloss von dem Zustande der Luft, sondern auch von der Beschaffenheit des Bodens ab. Im allgemeinen darf es als Gesetz ausgesprochen werden, dass Körper mit glatten, spiegelnden Flächen, auf denen die Wärmestrahlen stark reflectirt werden, am wenigsten Wärme ausstrahlen, diese also am längsten bewahren, während Körper mit rauher Oberfläche ein relativ grosses Ausstrahlungsvermögen besitzen, und zwar erkalten unter ihnen wiederum diejenigen am meisten, welche die schlechtesten Wärmeleiter sind. Zugleich sind die ersteren dieselben Körper, welche die Wärme am schwersten, letztere aber die, welche sie am leichtesten aufnehmen.

Ein mit Pflanzen bedeckter Boden ist im allgemeinen kühler, weil die Sonnenstrahlen ihn nicht direct treffen und die Pflanzen, indem sie Wasser verdunsten, eine Menge Wärme binden. Ausserdem strahlen sie vergleichsweise viel Wärme zurück, und so kommt es, dass die Temperatur des Grases oft 7 bis 9 ° C. niedriger ist als die der Luft. Aehnlich verhält sich auch eine Schneefläche. Ihre Temperatur sinkt bei uns oft 4 bis 5 ° C., in den Polargegenden (nach Scoresby's und Parrot's Beobachtungen) sogar 9 ° C. unter die Lufttemperatur herab. Diese Erkenntnisse helfen auch die Thatsache erklären, dass in Bengalen, wo die Natur sonst niemals Eis bildet, doch eine Herstellung desselben ohne Anwendung von Kältemischungen oder Eismaschinen sehr leicht möglich ist. Es werden nämlich flache Vertiefungen ausgegraben und in ihnen auf dem mit Stroh belegten Boden flache, mit Wasser gefüllte Schüsseln dem klaren Himmel ausgesetzt. Das Wasser strahlt seine Wärme aus, während das Stroh als schlechter Wärmeleiter die Wärmezufuhr vom Boden hindert. So findet bis Sonnenaufgang eine stete Erkaltung statt, welche das Wasser in Eis verwandelt. Da bei starkem Luftzug ein derartiger Versuch niemals gelingt, so ist es klar, dass hierbei der Verdunstungskälte kein wesentlicher Einfluss zugeschrieben werden darf.

Das Vermögen, Wärme auszustrahlen, besitzt das Wasser in ungleich geringerem Grade als das feste Land, weshalb auch die Temperaturschwankungen an der Meeresoberfläche (vgl. S. 33 f.) viel unbedeutender sind als auf dem festländischen Boden, zumal noch verschiedene andere Factoren, wie die ansehnliche Reflexion der Sonnenstrahlen am Meeresspiegel, die hohe specifische Wärme des Wassers und die Entstehung von Dämpfen über der Wasserfläche in gleichem Sinne wirken (S. 158). Das Vorkommen von Wasser an der Erd-

[1]) J. Tyndall, l. c. S. 470 f.

oberfläche hat demnach stets eine Schwächung aller Wärmeveränderungen an dem betreffenden Orte zur Folge.

Auch die Luft strahlt Wärme aus, doch in weit geringerem Masse als Land und Meer.

F. Die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe.

Ballonfahrten, sowie Besteigungen hoher Berge haben schon längst zu der Erkenntniss geführt, dass die Lufttemperatur um so tiefer herabsinkt, je höher man sich über das Niveau des Meeres erhebt. Man hat sich diese Thatsache in folgender Weise zu erklären: Die Luft absorbirt nur einen Theil der Wärmestrahlen, welche die Sonne der Erde zusendet; vielmehr empfängt die Luft den Haupttheil ihrer Wärme von dem Boden, welcher die durch die Sonne ihm zugestrahlte Wärme wieder zurückgiebt. Wollte man sich den Uebergang der Temperatur aus den unteren, wärmeren Schichten nach den oberen, kälteren nur durch Leitung vermittelt denken, so würde man zu dem Resultate gelangen, dass die Dichte und Temperatur der Luft immer einander entsprechen, dass somit die Temperatur ebenso wie der Luftdruck nach oben in einer geometrischen Reihe abnimmt.

Jene Voraussetzung ist jedoch insofern nicht zutreffend, als die Verbreitung der Wärme nach oben auf einem anderen Wege in viel wirksamerer Weise sich vollzieht als durch Leitung: nämlich durch Luftströmungen. Wird die Luft im wesentlichen von unten her erwärmt, so erhalten auch die den Boden berührenden Luftschichten die reichsten Wärmemengen und werden somit am meisten ausgedehnt. Ihr specifisches Gewicht verringert sich; sie steigen empor und tragen zugleich die Wärme nach oben, welche ihnen am Boden mitgetheilt wurde. Dennoch wird die Temperatur der oberen Luftschichten hierdurch nicht namhaft erhöht. In diesen Regionen tritt nämlich eine ansehnliche Druckverminderung ein, weshalb gleichzeitig eine Volumenvergrösserung der emporgedrungenen Luftmasse stattfindet. Eine derartige Arbeitsleistung aber ist von einer Wärmebindung, also von einem Verlust freier Wärme begleitet. Somit sinkt die Temperatur; die höheren Luftschichten müssen demnach kälter sein.

Schon seit längerer Zeit bedient man sich der Ballonfahrten, um Temperaturbeobachtungen in verschiedenen Höhen anzustellen. Besonders ergebnissreich waren die von Gay-Lussac[1]) im Jahre 1804, die von Barral und Bixio[2]) im Jahre 1850 in Frankreich, sowie

[1]) Gilbert's Annalen, Bd. XX (1805), S. 19—37.
[2]) Comptes rendus, Tome XXXI (1850), p. 5 sq.

die im Jahre 1852 unter der Leitung Welsh's[1]) in England unternommenen Luftreisen. Die zahlreichsten derselben wurden in neuerer Zeit von Glaisher ausgeführt[2]). Am 5. September 1862 gelangte Glaisher sogar bis zu einer Höhe von 11 000 Metern, also in Regionen, welche bisher noch nicht wieder erreicht worden sind und selbst die höchsten Gipfel der Erde weit hinter sich lassen. Es wurden hierbei in den nachstehend verzeichneten Zeiten und Meereshöhen folgende Temperaturen abgelesen:

Zeit.	Höhe.	Temperatur.
Mittags 1 U.	Wolverhampton	15° C.
1 U. 10 Min.	1609 Meter (Höhe der Schneekoppe)	5° C.
1 „ 21 „	3218 „ (Maladettahöhe)	—1° C.
1 „ 28 „	4800 „ (Montblanchöhe)	—7° C.
1 „ 39 „	6437 „ (Chimborazohöhe)	—13° C.
1 „ 49 „	8000 „ (Dhaulagirihöhe)	—19° C.
	11 000 „	—24,4° C.

Die letztgenannte Temperatur wurde nicht in dieser Höhe selbst beobachtet, da die Aufsteigenden hier wegen der Wirkungen der verdünnten Luft und der grossen Kälte den Stand der Quecksilbersäule nicht mehr mit Sicherheit zu ermitteln vermochten; es ist dies vielmehr die Temperatur, welche das mit empor getragene Minimumthermometer anzeigte.

Durch die vier wichtigsten Luftfahrten im Jahre 1862 erhielt Glaisher folgende Tafel über die Wärmeabnahme der Atmosphäre in freier Luft:

Höhe über der See.	Wärme in °C.				
	17. Juli.	18. Aug.	21. Aug.	5. Sept.	Mittel.
0 engl. Fuss (0 Meter)	16,2	20,9	16,7	16,8	17,7
5 000 „ „ (1524 „)	4,3	8,9	6,3	5,2	6,2
10 000 „ „ (3048 „)	—2,2	4,8	0,0	—0,6	0,5
15 000 „ „ (4572 „)	—0,6	—0,5	—7,2	—6,1	– 3,6
20 000 „ „ (6096 „)	0,6	—3,4		—11,9	—4,9
25 000 „ „ (7620 „)	—8,9	—4,5		—17,8	—10,4
30 000 „ „ (9144 „)				—20,7	
Abnahme der Wärme bei 25 000 Fuss (7620 Meter) Erhebung	25,1	25,4	—	34,6	28,1

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXLIII (1853), p. 311–346.

[2]) Glaisher's Berichte sind niedergelegt in verschiedenen Bänden der Reports of the meetings of the British Association for the advancement of science.

Diese Uebersicht lässt zwar eine allgemeine Wärmeabnahme nach oben klar erkennen; andrerseits weist sie jedoch so viele Anomalien auf, dass es unmöglich ist, ein Gesetz aus den obigen Ziffern abzuleiten. So bemerkt man, dass der Luftschiffer am 17. Juli bei 10 000 engl. Fuss schon eine Temperatur von —2,2° C. fand, dass aber, je höher er sich erhob, die Wärme wieder wuchs und dass sie selbst bei 20 000 engl. Fuss noch nicht auf den Nullpunkt gesunken war. Aber auch die in der letzten Columne angeführten Mittelwerthe können uns wenig befriedigen. Als Mittel sämmtlicher Beobachtungen ergab sich innerhalb der ersten Stufe von 5000 Fuss eine Abnahme von 11,5° C., innerhalb der zweiten (5000 bis 10 000 Fuss Höhe) von 5,7° C., innerhalb der dritten (10 000 bis 15 000 Fuss) von 4,1° C. Bis hierher tritt eine gewisse Gesetzmässigkeit deutlich hervor. Allein innerhalb der vierten Stufe (von 15 000 bis 20 000 Fuss Höhe) beträgt der Rückgang der Temperatur nur 1,3° C. und innerhalb der nächsten (20 000 bis 25 000 Fuss Höhe) wieder 5,5° C. Hier vermissen wir völlig eine strenge Regel, nach welcher sich die Temperatur aufwärts vermindert. Nicht bloss ist der Grad der Abnahme zu verschiedenen Zeiten und in verschiedener Höhe dem manigfachsten Wechsel unterworfen, sondern man begegnet auch dann und wann auf weiten Strecken überhaupt keiner Temperaturabnahme nach oben. Der Ballon durchschneidet offenbar bisweilen zuerst untere kalte, dann höhere warme Luftschichten, die auf den kalten ruhen oder vielmehr über sie hinwegfliessen.

Eine grössere Gesetzmässigkeit der Wärmeabnahme zeigte sich innerhalb der untersten 5000 engl. Fuss (1524 Meter). Auf acht Luftfahrten fiel das Thermometer innerhalb dieser senkrechten Erhebung durchschnittlich um 11,8° C. (also auf 424 engl. Fuss oder 129 Meter um 1° C.), und zwar war das Maximum der Abnahme (12,8° C.) vom Minimum (10,4° C.) nicht sehr weit entfernt. Innerhalb jener 5000 engl. Fuss ergab sich von 1000 zu 1000 engl. Fuss als Mittel aus acht Beobachtungen folgende Wärmeabnahme:

bei	1000	engl.	Fuss	(305	Meter)	Höhe	von	3,06° C.
„	2000	„	„	(610	„)	„	„	2,89° C.
„	3000	„	„	(914	„)	„	„	2,28° C.
„	4000	„	„	(1219	„)	„	„	1,83° C.
„	5000	„	„	(1524	„)	„	„	1,78° C.
Summa der Wärmeabnahme:								11,84° C.

Auch hier ist es zu verwundern, dass die Wärmeabnahme im unteren und oberen Theile der Scala viel langsamer vorwärts schreitet als in der Mitte derselben.

Von besonderem Interesse sind die Temperaturmessungen, welche

Glaisher vom 25. Mai bis 28. Juli 1869 anstellte[1]). Mit Hilfe eines grossen Ballon, der durch ein Seil in beliebigen Höhen festgehalten werden konnte (ballon captive), untersuchte er von 100 zu 100 engl. Fuss (30,5 Meter) die Temperatur der Luft bis zu 1000 oder 1700 engl. Fuss (305 oder 518 Meter) Seehöhe. Bemerkenswerth waren hierbei die Unterschiede der Wärmeabnahme bei klarem und bei trübem Wetter. So betrug dieselbe auf 100 engl. Fuss (30,5 Meter):

	bei klarem Himmel	bei bewölktem Himmel
von 0 bis 100 engl. Fuss (30,5 Meter) Höhe	0,55° C.	0,48° C.
von 100 bis 500 engl. Fuss (30,5 bis 152,4 Meter) Höhe	0,33° C.	0,32° C.
von 500 bis 1000 engl. Fuss (152,4 bis 304,8 Meter) Höhe	0,25 bis 0,19° C.	0,25° C.

In der Höhe von über 500 engl. Fuss verminderte sich die Wärme nahezu gleichmässig bei heiterem wie bei bewölktem Himmel und zwar im Mittel 0,24° C. auf 100 engl. Fuss, also 0,79° C. auf 100 Meter; dagegen zeigten die unteren Schichten bei reiner Luft eine ansehnlichere Temperaturabnahme als bei dampferfüllter Atmosphäre.

Nicht ohne Wichtigkeit ist es hierbei, namentlich wenn der Himmel klar ist, in welcher Tageszeit die Beobachtungen ausgeführt werden. Schon bei seiner ersten nächtlichen Ballonfahrt am 2. October 1865 fand Glaisher zu seinem grössten Erstaunen, dass die Temperatur bis zu beträchtlicher Höhe beständig wuchs. Bei der Abfahrt (6 Uhr 20 Minuten) herrschte in Woolwich eine Temperatur von 56° F. (13,3° C.); in einer Höhe von 1100 engl. Fuss (335 Meter) las man eine Temperatur von etwas über 58° F. (14,4° C.), in einer Höhe von 2000 engl. Fuss (610 Meter) eine solche von 60° F. (15,6° C.) ab. Beim Herabsteigen sank die Temperatur und fiel in 600 engl. Fuss (183 Meter) Höhe bis 57° F. (13,9° C.); zwei- oder dreimal erhob und senkte sich der Ballon 500 bis 600 engl. Fuss (152 bis 183 Meter), und jedesmal war das Resultat ein gleiches.

Durch Glaisher's Luftreisen im Mai, Juni und Juli 1869 wurden neue Belege zu der eben erwähnten Thatsache gewonnen. Zwischen 10 und 11 Uhr Vormittags bemerkte man durchschnittlich die rascheste Temperaturabnahme nach oben, nämlich 0,41° C. für je 100 engl. Fuss (30,5 Meter); gegen 7 Uhr Abends verminderte sich dieselbe für die nämliche Höhenstufe auf 0,17° C. und schlug sogar bisweilen in Wärmezunahme um. Es erklärt sich dies aus der ansehnlichen Wärmeausstrahlung des Bodens am Abend und der damit zu-

[1]) Report of the thirty-ninth meeting of the British Association, August 1869.

sammenhängenden Abkühlung der unmittelbar über den Boden ausgebreiteten Luftschichten.

Ferner stimmen die Resultate, zu denen man im Herbst, Winter und Frühling gelangte, durchaus nicht mit den im Sommer ermittelten überein. Im wesentlichen ist dies darin begründet, dass die Luftwärme grösstentheils von dem erwärmten Erdboden her stammt. Im Winter, wo diese Wärmequelle ihre Bedeutung verliert und zugleich die Luft relativ feucht ist, nimmt die Temperatur nach oben langsamer ab als im Sommer, wo die unteren Luftschichten während des Tages durch die stark erhitzte Erdoberfläche intensiv erwärmt werden. Noch ist hinzuzufügen, dass im Winter die Wolkenregion eine geringere Höhe hat als im Sommer; daher empfangen im Winter tiefer liegende Luftschichten die Wärme, welche durch Condensation der in der Luft schwebenden Wasserdämpfe frei wird, und auch dieser Umstand trägt zu der winterlichen Verzögerung der Temperaturabnahme nach oben bei.

Vielfach sind die in den höheren Luftregionen gefundenen Temperaturabweichungen eine Wirkung eigenthümlicher Windverhältnisse, wie wir am klarsten aus folgenden Beobachtungen Glaisher's erkennen. Während seiner Ballonfahrt vom 12. Januar 1864 traf Glaisher ganz unerwarteter Weise einen aus Südwest kommenden Strom warmer Luft von fast 2000 engl. Fuss (c. 600 Meter) Mächtigkeit. Er war offenbar die Ursache, dass sich die Temperatur nach oben hin mehr und mehr steigerte. Diese auffallende Erwärmung hielt jedoch nicht bis zum Ende der Excursion an. Von 1300 Meter Erhebung an nahm die Temperatur ganz regelmässig ab und sank in einer Höhe von 4000 Metern bis zu -12^{0} C. Am 6. April 1864 begegnete Glaisher sogar mehreren in grösserer Entfernung über einander hinfliessenden warmen Luftströmen. In der untersten Luftschicht herrschte damals in einer Mächtigkeit von 100 Metern eine ganz gleichmässige Temperatur von 7 bis 8^{0} C. Von hier ab wurde die Wärme ganz allmählich geringer; denn erst in 1300 Meter Höhe zeigte das Thermometer die Temperatur des Gefrierpunktes. Weiter aufwärts gelangte man in einen warmen Luftstrom, und die Temperatur stieg bis zur Höhe von 2300 Metern, wo man $4{,}5^{0}$ C. ermittelte (dieselbe Temperatur wie in 450 Meter Höhe). Nun verminderte sich die Wärme bis auf 0^{0} C. in 2450 Meter Höhe und wuchs dann wieder langsam bis zu 3^{0} C. in 3350 Meter Höhe, d. h. bis zu einer Temperatur, welche man in 2600, 2000 und 900 Meter Höhe ebenfalls gehabt hatte.

Aus Glaisher's Luftfahrten ergiebt sich, dass die Temperaturabnahme in freier Luft durchaus keine regelmässige ist; ein Gesetz der Wärmeabnahme nach oben lässt sich aus den vorliegenden Ablesungen nicht ableiten. Innerhalb der unteren Luftschichten dürfte die Wärme-

abnahme im Mittel für etwa 100 Meter Erhebung 1° C. betragen. Diese aërothermische Stufe wird sich verkleinern oder vergrössern, je nachdem die Beobachtungen bei Tage oder gegen Abend, bei heiterem oder bedecktem Himmel, während der warmen oder kalten Jahreszeit vorgenommen werden. Ausserdem greifen Luftströmungen oft sehr störend in diese Verhältnisse ein. Leider stehen die durch Luftreisen gefundenen Resultate in Bezug auf Zeit und Raum zu vereinzelt da, als dass sie Anspruch auf allgemeine Giltigkeit erheben könnten.

In wesentlich anderer Weise, nämlich viel langsamer als in freier Luft erfolgt die Temperaturabnahme an den Abhängen der Gebirge. Im Grossen und Ganzen stimmen hier die Mitteltemperaturen der Luft mit denen an der Bodenoberfläche überein; meist sind die letzteren etwas höher als die ersteren, selten ein wenig niedriger. Demnach dürfte auch die Abnahme für beiderlei Temperaturen annähernd dieselbe sein. Um einen Vergleich zwischen beiden zu ermöglichen, machen wir zunächst einige Angaben über die Veränderungen der Bodentemperatur an den Gehängen der Gebirge.

Nach Bischof's Berechnung[1]), welche sich auf die zahlreichen Temperaturmessungen Boussingault's stützt, sinkt die Temperatur in den Anden um 1° C.

zwischen	0	u.	747	Met.	(2300	Par.	Fuss)	Meereshöhe	auf	181,4	Met.	Erhebung,
„	747	„	1722	„	(5300	„	„)	„	„	174,4	„	„
„	1722	„	2631	„	(8100	„	„)	„	„	171,5	„	„
„	2631	„	5457	„	(16800	„	„)	„	„	176,5	„	„
							im allgemeinen		auf	175,9	„	„

Hiervon weichen auch diejenigen Resultate nicht sehr ab, zu welchen Reich[2]) im Erzgebirge, Bischof[3]) auf der Löwenburg im Siebengebirge und A. v. Schlagintweit[4]) in den Alpen gelangt sind. Eine Temperatursenkung von 1° C. forderte im Mittel ein Emporsteigen von

193,4 Meter im Erzgebirge,
187,5 „ „ Siebengebirge,
165,7 „ „ in den Alpen.

[1]) Gustav Bischof, Die Wärmelehre des Innern unseres Erdkörpers. Leipzig 1837. S. 208.

[2]) Beobachtungen über die Temperatur des Gesteins in verschiedenen Tiefen in den Gruben des sächsischen Erzgebirges in den Jahren 1830 bis 1832. Freiberg 1834. S. 113 ff.

[3]) l. c. S. 216.

[4]) Poggendorff's Annalen, Ergänzungsband IV (1854), S. 576—601. Der von A. v. Schlagintweit gefundene Mittelwerth bezieht sich nur auf die Monate August und September.

Obwohl in den angeführten Fällen die Beobachtungsorte einander weit entrückt waren, zeigte sich doch ziemlich gleichmässig bei einer Erhebung von c. 170 bis 190 Metern eine Erniedrigung der Bodentemperatur von 1 ° C. Im Sommer nahm übrigens die Wärme nach oben rascher ab als im Winter.

Ueber den Einfluss der Höhe auf die Lufttemperatur, welcher sich in Gebirgsgegenden am deutlichsten äussert, hat bereits H. B. de Saussure[1]) sorgfältige Untersuchungen angestellt. Aus seinen zweistündlichen Aufzeichnungen während seines 16tägigen Aufenthalts auf dem Col du Géant (vom 3. bis 19. Juli 1788), die er mit den gleichzeitigen Ablesungen zu Chamounix und Genf verglich, ging hervor, dass zu dieser Zeit die aërothermische Stufe für 1 ° C. zwischen dem Col du Géant und Chamounix eine Höhe von 157,0 Metern, zwischen Chamounix und Genf eine solche von 168,7 Metern hatte.

Eine Reihe von werthvollen Temperaturbestimmungen auf den Ketten der Anden und auf dem mexicanischen Hochlande verdanken wir A. v. Humboldt. Sie sind besonders deshalb werthvoll, weil sie sich zum Theil auf jahrelang fortgesetzte Messungen gründen. Die Hauptresultate derselben sind folgende[2]):

Höhe über der Meeresfläche.	Mittlere Temperatur in ° C.		Erhebung in Met. für 1° C. Temperaturabnahme	
	in den Anden.	in Mexico.	in den Anden.	in Mexico.
0 Meter (0 Toisen)	27,5	26,0		
975 „ (500 „)	21,8	19,8	171	157
1949 „ (1000 „)	18,0	18,0	256	541
2924 „ (1500 „)	14,3	14,0	264	244
3898 „ (2000 „)	7,0	7,5	134	150
4873 „ (2500 „)	1,5	1,0	177	150

In der Region zwischen 1000 und 3000 Metern ist hier offenbar die Temperaturabnahme eine stark verzögerte. Wahrscheinlich ist die Ursache hiervon die vermehrte Wolkenbildung in den mittleren Höhen, da die durch Condensation frei werdende Wärme, wie bereits auf S. 166 erwähnt wurde, einer raschen Temperaturverminderung nach oben entgegenwirkt. Von besonderem Interesse ist hierbei, dass in dieser Region die Temperatur des Bodens weit gleichförmiger sinkt als die der Luft (vgl. S. 167).

[1]) Voyages dans les Alpes. Neuchâtel 1787—1796. § 2050—2052.

[2]) A. v. Humboldt, Kleinere Schriften. Stuttgart und Tübingen 1853. Bd. I, S. 296. — Centralasien. Uebersetzt von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. II, S. 139 f.

Vermissen wir auch in den obigen Tabellen jegliche Regelmässigkeit der Temperaturabnahme nach oben, so harmoniren doch die Mittelwerthe der aërothermischen Höhenstufen recht befriedigend mit einander; denn diese Stufen sind nach den angeführten Temperaturreihen in den Anden gleich 187 Metern und auf dem mexicanischen Hochlande gleich 195 Metern. In Innerasien scheint die Temperaturabnahme weit langsamer zu erfolgen als in den genannten Gebieten der Neuen Welt; denn nach Hermann v. Schlagintweit beträgt sie in den weniger feuchten Theilen des Himalaya [1]) 1° C. erst auf 720 engl. Fuss (219 Meter), in Tibet auf 693 engl. Fuss (211 Meter), im Künlün auf 684 engl. Fuss (208 Meter) und in Hochasien im allgemeinen auf 702 engl. Fuss (214 Meter) [2]).

Am besten bekannt in Folge Anlegung zahlreicher Beobachtungsstationen sind die Höhentemperaturen der Alpen. Die Wärmeabnahme in den höheren Regionen unseres centraleuropäischen Hochgebirges wurde zum ersten Male eingehend untersucht von Hermann und Adolf v. Schlagintweit. Wir entlehnen aus den von ihnen entworfenen Tabellen nachstehende Angaben [3]):

Temperatur in °C.	Ebene am Nordrande u. kleinere Erhebungen.		Centralalpen.		Gruppe des Montblanc.		Ebene am Südrande u. kleinere Erhebungen.		Temperatur in °C.
	Höhe in Metern.	Höhenunterschied für 1° C. Temperaturabn.	Höhe in Metern.	Höhenunterschied für 1° C. Temperaturabn.	Höhe in Metern.	Höhenunterschied für 1° C. Temperaturabn.	Höhe in Metern.	Höhenunterschied für 1° C. Temperaturabn.	
12					130		247		12
9	487		552		734	201	942	232	9
6	1056	190	1121	190	1286	184	1527	195	6
3	1536	160	1614	164	1813	176			3
0	1982	149	2079	155	2339	175			0
—3	2449	156	2524	148	2842	168			—3
—6	2943	165	2989	155	3326	161			—6
—9			3476	162	3804	159			—9
—12			3976	167	4288	161			—12
—15					4775	162			—15

[1]) Hermann v. Schlagintweit, Reisen in Indien und Hochasien. Jena 1871. Bd. II, S. 292.

[2]) Hermann v. Schlagintweit im Ausland 1865, S. 1021.

[3]) Hermann und Adolf Schlagintweit, Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. Leipzig 1850. S. 345.

Die Abnahme der Temperatur ist in allen vier Fällen am Fusse des Gebirges am geringsten; ihren Maximalwerth erreicht sie am Nordrande in 2000, in den Centralalpen in 2500, am Montblanc in 3500 Meter Meereshöhe, worauf weiter aufwärts wieder eine Verzögerung eintritt. Wir begegnen hier also durchaus anderen Verhältnissen als im Gebiet der Anden. Im Durchschnitt kommt nach den obigen Ziffern eine Temperaturabnahme von 1 ° C. auf eine verticale Erhebung von 171 Metern: ein Werth, der mit den Resultaten der neuesten Messungen nahezu übereinstimmt.

Von dem neueren Material sind die auf dem St.-Theodulpasse (Matterjoch) gemachten Aufzeichnungen von besonderer Wichtigkeit, da sie dem höchsten europäischen Orte angehören, von dem wir ein ganzes Jahr hindurch fortgesetzte Beobachtungen haben. Jener Pass hat eine Höhe von 3340 Metern und eine mittlere jährliche Luftwärme von — 6,6 ° C. Die zahlreichen meteorologischen Daten von demselben brachte man, um die Grösse der Temperaturabnahme in der Höhe zu ermitteln, mit dem grossen Beobachtungsnetze der Schweiz in Verbindung, und das Ergebniss der nach verschiedenen Methoden durchgeführten Rechnungen lautet: In den Alpen sinkt — und zwar annähernd gleichmässig in allen uns erreichbaren Höhenschichten — die Jahreswärme auf je 100 Meter Erhebung um 0,56 ° C., also auf je 178,6 Meter um 1 ° C. [1]) (nach Weilenmann auf 100 Meter 0,577 ° C., also auf 173,3 Meter 1 ° C. Vgl. Bd. I, S. 194, Nota 2). Hierbei zeigte sich, dass die Wärmeabnahme eine starke jährliche Periode hat. Sie ist am geringsten im December und Januar, wo sie nur 0,37 ° C. für je 100 Meter Erhebung beträgt, am raschesten im Juni, wo bei einem gleichen Emporsteigen die Temperatur um 0,68 ° C. fällt. Nach Weilenmann ist die Wärmeänderung für je 100 Meter Höhe

im Winter = 0,45 ° C.,	im Sommer = 0,73 ° C.,
im Frühling = 0,67 ° C.,	im Herbst = 0,52 ° C. [2]).

Dieser Wechsel ist hauptsächlich darin begründet, dass die unteren Schichten viel bedeutendere Schwankungen ihrer Temperatur aufweisen als die oberen; somit vergrössern sich die Temperaturdifferenzen zwischen dem unteren und oberen Ende einer Luftsäule im Sommer und werden auf ein Minimum reducirt im Winter, d. h. im Sommer ist die Temperaturabnahme eine beschleunigte, im Winter eine verzögerte.

Der letztgenannte Punkt leitet uns auf einen früher ganz übersehenen Gegensatz, welcher zwischen dem polaren Klima und dem alpinen Höhenklima trotz ihrer sonstigen Aehnlichkeit besteht: der

[1]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 137 ff. nach Matériaux pour l'étude des glaciers. Tome VIII. Paris 1869.

[2]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. V (1874), S. 10.

jährliche Wärmegang beider ist nämlich ein durchaus verschiedener. Die mittlere Jahrestemperatur am St.-Theodulpass (— 6,6 ° C.) ist etwas höher als die von Nowaja Semlja unter 73½ ° n. Br. (— 7,8 ° C.), und doch sank auf jenem Passe während des Winters 1865/66 die Temperatur nie unter — 21,4 ° C. herab, während sie auf Nowaja Semlja — 40 ° C. erreichte. Ebenso sind bisher auf dem St. Gotthard und dem Grossen St. Bernhard keine tieferen Minima beobachtet worden als — 30 ° C. Dafür aber ist die mittlere Sommerwärme auf diesen Höhen viel niedriger; sie betrug auf dem St.-Theodulpass + 0,2 ° C., während Nowaja Semlja eine solche von mehr als 4 ° C. besitzt. Ueberhaupt ist bis jetzt noch nirgends ein kälterer Sommer angetroffen worden als auf dem St.-Theodulpass. In dem arktischen Nordamerika, wo nächstdem die kältesten Sommer auf der Erdoberfläche vorkommen, fand man im Northumberlandsund unter 76 ° 9′ n. Br. eine mittlere Julitemperatur von + 2,0 ° C., auf dem St.-Theodulpass aber nur von + 1,0 ° C. [1]).

Ebenso hat von zwei benachbarten Orten, von denen der eine auf der Höhe, der andere aber im Thale liegt, der erstere eine wesentlich geringere Amplitude der täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen als der letztere. So ändert sich die Lufttemperatur im Monat Juli auf dem St. Bernhard im Mittel täglich um 6,2 ° C., zu Genf hingegen um 9,2 ° C. Ebenso weichen die Mitteltemperaturen des wärmsten und kältesten Monats auf dem St. Bernhard weniger von einander ab als in Genf; denn sie sind im ersteren Falle gleich 15,68, im letzteren gleich 18,25 ° C. [2]). Darf bei dem Vergleich zwischen den Temperaturen auf dem St.-Theodulpass und auf Nowaja Semlja die ungleiche Bestrahlung (vgl. S. 141 ff.) zur Erklärung dieser Gegensätze angerufen werden, so ist natürlich für das letzte Beispiel eine solche Erklärung unzulässig. Wir müssen hier vielmehr annehmen, dass ausgedehnte Hochebenen weit intensiver als isolirte Kämme und Gipfel die Temperaturen der über ihnen sich ausbreitenden Luftschichten beeinflussen, woraus sich unmittelbar jene eigenthümliche Thatsache rechtfertigt. Ohne Zweifel wird der Unterschied zwischen Sommer- und Wintertemperatur nach oben hin immer kleiner; es muss daher eine Höhengrenze vorhanden sein, wo die jährliche Periode gänzlich verschwindet oder sich wenigstens im wesentlichen auf die durch Luftströmungen herbeigeführten Temperaturwechsel beschränkt, und diese Grenze würde nach J. Hann [3]) in Gebirgsgebieten von etwas über

[1]) J. Hann, l. c. Bd. IV (1872), S. 137 f.

[2]) Richard Rühlmann, Die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre. Leipzig 1870. S. 73. 76.

[3]) l. c. Bd. IV (1872), S. 139.

10 000 Meter Höhe zu suchen sein, falls es Gebirge von solcher Höhe gäbe, während in der freien Atmosphäre dieses Gleichmass der jährlichen Wärme schon in geringeren Höhen erreicht werden dürfte.

Das Relief des Bodens beeinflusst übrigens auch noch in anderer Hinsicht die Temperaturverhältnisse der Höhen. Bei den Forschungen in der Schweiz erkannte man nämlich ganz deutlich, dass die Temperatur sehr langsam auf mehr plateauartigen Gebirgsgliedern sinkt, langsam an den Abhängen grösserer Gebirgsmassive, rascher jedoch an denen freier Berggipfel. Zu alledem stimmt die Thatsache, dass bei annähernd senkrechtem Emporsteigen im Ballon die Temperaturverminderung noch schneller erfolgt.

Besonders wichtig erscheint uns noch der Hinweis darauf, dass wir eigentlich durchaus nicht berechtigt sind, die in verschiedenen Höhen unserer Gebirge beobachteten Temperaturen als Temperaturen einer Luftsäule zu betrachten, welche sich von der untersten Station senkrecht bis zur Höhe der obersten erhebt; ebenso wenig ist es statthaft, das arithmetische Mittel der an den Endstationen abgelesenen Temperaturen als mittlere Temperatur jener Luftsäule anzusehen. Weiss man die durch ein genaues Nivellement festgestellte Höhendifferenz, sowie die Barometerstände zweier Orte, so lässt sich mit Hilfe der barometrischen Höhenformel aus den genannten Grössen (wir vernachlässigen dabei die unwesentlichen Correctionen für Luftfeuchtigkeit und Veränderlichkeit der Schwere) die wahre mittlere Temperatur der Luftsäule zwischen den beiden Stationen ableiten. Diese Bedingungen sind für den St. Bernhard und Genf erfüllt, und Rühlmann hat nun aus ihnen durch Berechnung nachgewiesen, dass die Thermometer nicht jene wahre mittlere Lufttemperatur anzeigen [1]). So ist z. B. die berechnete wahre Lufttemperatur um 2 Uhr Nachmittags im Juli zwischen Genf und dem St. Bernhard 12,0 ° C., die beobachtete 16,0 ° C.; hingegen ist um 4 Uhr Morgens die berechnete Lufttemperatur 10,3 ° C., die beobachtete nur 8,8 ° C. Auch erlangt die mittlere wahre Luftwärme ihren höchsten Werth (12,6 ° C.) erst um 6 Uhr Abends und ihren kleinsten Werth (10,1 ° C.) um 6 Uhr Morgens. Der Abstand der täglichen Extreme beträgt im Juli für die wahre Lufttemperatur nur 2,5 ° C., für die beobachtete hingegen 7,2 ° C. Dementsprechend ist auch das Jahresmittel des wahren täglichen Temperaturwechsels (1,7 ° C.) viel kleiner als das des beobachteten (5,5 ° C.). Ebenso ist die Amplitude der mittleren Monatstemperaturen sowohl nach den Aufzeichnungen in

[1]) Richard Rühlmann, l. c. S. 71 ff.

Genf (18,25 ° C.), als auch auf dem St. Bernhard (15,68 ° C.) grösser, als sie in Wahrheit ist (13,69 ° C.).

Aus alledem geht deutlich hervor, dass sich die gesammte Luftmasse bei weitem nicht in dem Masse und nicht so schnell zu erwärmen vermag, wie dies die Thermometer für die unmittelbar über dem Boden sich ausbreitenden Luftschichten angeben; die oberen Luftmassen nehmen also nur wenig und zögernd Theil an den täglichen, sowie an den jährlichen Temperaturschwankungen. Diese Differenzen zwischen beobachteten und wahren Lufttemperaturen, welche insbesondere bei barometrischen Höhenmessungen sorgfältig in Erwägung zu ziehen sind, wenn nicht wesentliche Irrungen eintreten sollen, lehren uns, dass die Temperatur an den Abhängen der Gebirge nicht in derselben Weise sinkt wie innerhalb einer correspondirenden, frei emporsteigenden Luftsäule. Die Ursache dieser Erscheinung wurde bereits früher dargelegt (vgl. S. 122).

Hat man an einem Orte oder in mässiger Entfernung von demselben durch Beobachtung festgestellt, wieviel man sich erheben muss, um eine gewisse Temperaturverminderung zu bemerken, so lässt sich leicht ermitteln, welche Temperatur ein Ort von bekannter Seehöhe haben würde, wenn er im Niveau des Meeresspiegels läge. So ergiebt sich z. B. aus den Aufzeichnungen auf der meteorologischen Station in Berlin eine mittlere Jahrestemperatur von 8,90 ° C. Da nun die Temperaturabnahme in Deutschland auf c. 180 Meter 1 ° C. beträgt und jene Station eine Meereshöhe von 47 Metern hat, so würde die auf das Meeresniveau reducirte Temperatur Berlin's $= 8{,}9 + \frac{47}{180}$ °C. oder 9,16 ° C. sein. Erst durch derartige Reductionen wird es uns möglich zu beurtheilen, ob ein Ort bezüglich seiner Wärme im Vergleich zu anderen höher oder tiefer gelegenen Nachbarorten begünstigt ist oder nicht, sowie gewisse Gesetze über die Vertheilung der Wärme abzuleiten. Die Untersuchung wird hierdurch einheitlich und übersichtlich gestaltet.

G. Isothermen, Isanomalen.

So lange man die mittleren Jahrestemperaturen zahlreicher Orte in tabellarischer Form geordnet vor sich hat, ist es sehr schwer, sich von den manigfach wechselnden Wärmeverhältnissen grösserer Länderräume ein deutliches Bild zu machen. Ausserordentlich anschaulich hingegen treten uns die Unregelmässigkeiten der Erderwärmung vor die Augen durch eine sinnreiche Erfindung A. v. Humboldt's (aus dem Jahre 1817): durch die Isothermen, d. h. Linien, welche Orte

gleicher mittlerer Jahreswärme mit einander verbinden [1]), wobei das durch Beobachtung erlangte Jahresmittel in der oben erwähnten Weise in ein ideales verwandelt wird, indem man es auf das Meeresniveau zurückführt.

A. v. Humboldt selbst hat keine Isothermenkarte gezeichnet, sondern gab nur die Anleitung dazu, nach welcher Heinrich Berghaus im Jahre 1838 für seinen „Physikalischen Atlas“ (Abth. I, Nr. 1) die erste Isothermenkarte entwarf. Warum A. v. Humboldt's Idee erst so spät verwirklicht wurde, lässt sich sofort errathen. Zur Anfertigung einer solchen Karte ist eine reiche Anzahl von Temperaturmessungen erforderlich, die jedoch damals nur in sehr spärlichem Masse vorhanden waren. Im Jahre 1817 wusste man die Mitteltemperaturen von nur 56 Orten der Erde, 1844 schon von 422, im Jahre 1853 von 506 Punkten, und gegenwärtig, seitdem man durch A. v. Humboldt den Werth solcher Vergleiche kennen gelernt hat, spannt sich das Netz der Stationen über alle Zonen und dringt immer weiter in das Innere auch der aussereuropäischen Erdtheile ein [2]).

Von besonderem Interesse ist es nun, den Verlauf der Isothermen zu verfolgen und aus ihrer Gestalt, aus der Richtung ihrer bald gewölbten (convexen), bald hohlen (concaven) Scheitel das Gesetz der Störungen zu ersehen und die störenden Ursachen zu enthüllen. (Vgl. zu dem Folgenden Fig. 11) [3]).

Zunächst zeigt sich hierbei, dass die Isothermen weder mit den Breitengraden, noch unter einander streng parallel sind, woraus hervorgeht, dass die Wärmeabnahme nach den Polen hin bald eine beschleunigte, bald eine verzögerte ist. Die Ausbuchtungen der Isothermen gegen die Pole hin lassen die örtlichen Wärmeverhältnisse als relativ günstige, diejenigen gegen den Aequator hin als ungünstige erscheinen. Im allgemeinen ziehen die Isothermen in den Tropen dem Aequator nahezu parallel, weichen aber in den höheren Breiten der nördlichen Halbkugel ansehnlich von dieser Richtung ab. Auch wird man sofort gewahr, dass sie sich in den mittleren Breiten am meisten zusammenschaaren; doch hat dies nichts Ueberraschendes, da sich hier schon der Theorie nach die Intensität der Sonnenstrahlung relativ schnell vermindert (vgl. S. 142, Columne III der Tabelle).

Ein mächtiger Gürtel zu beiden Seiten des Aequators hat eine mittlere Jahrestemperatur von mehr als 25° C. Er ist im Durchschnitt

[1]) A. v. Humboldt, Kleinere Schriften. Stuttgart 1853. Bd. I, S. 206—314 (zuerst erschienen in französischer Sprache im Jahre 1817 in den Mémoires de physique et de chimie de la Société d'Arcueil. Tome III, p. 462—602).

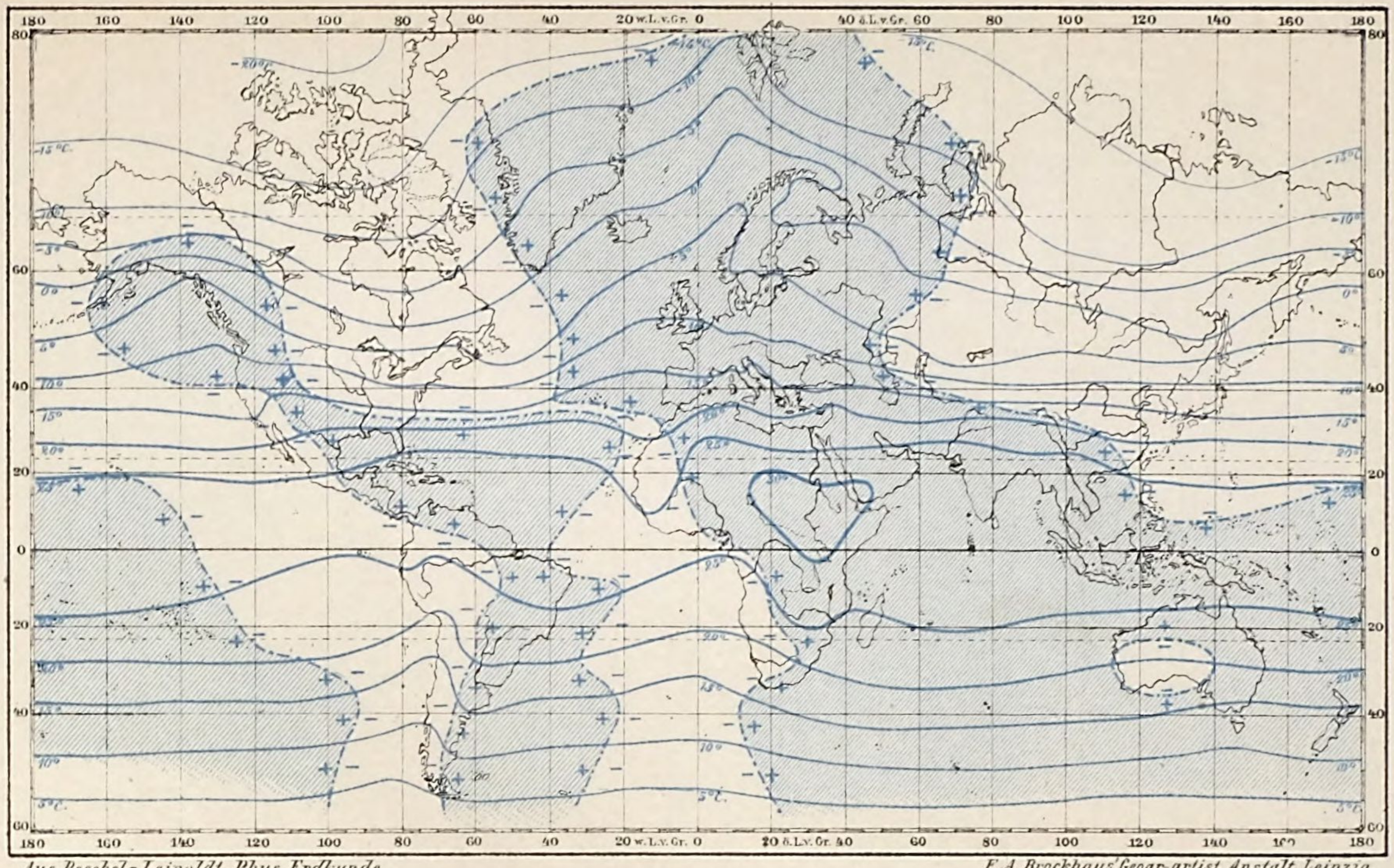
[2]) O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 755.

[3]) Die dem Werke beigegebenen Karten der Isothermen sind unter Herbeiziehung eines reichen neueren Materials nach Dove entworfen worden.

Jahresisothermen.

—·—·— *Thermische Normale.*

Die Seite der wärmeren Region ist mit + die Seite der kälteren mit — bezeichnet.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 11.

gegen 30 Grad breit; am meisten zusammengeschnürt ist er an den Westküsten Afrika's (bis auf 12 Grad) und Amerika's (bis auf 20 Grad), erreicht aber dafür über der östlichen Hälfte von Afrika und der westlichen des Indischen Oceans eine Breite von nahezu 50 Graden. Zugleich weist er hier die höchsten Temperaturen auf; denn weite Räume von Centralafrika besitzen, wie sonst kein Gebiet der Erde, eine Mitteltemperatur von mehr als 30 ° C.

Betrachten wir die Isothermen der nördlichen Halbkugel näher, so fällt vor allen Dingen auf, dass sie an den Westküsten von Europa und Nordamerika weit gegen den Pol vordringen, dagegen auf ihrem Wege nach den Ostküsten von Asien, resp. Nordamerika weit nach Süden wieder herabsteigen. Die sanft gewölbten Scheitel der Isothermen finden sich also auf den Westküsten der beiden continentalen Massen und senken sich von hier aus nach Ost und nach West, und zwar wird die Neigung der Isothermen gegen die Breitengrade um so grösser, je weiter man sich von den Tropen entfernt. Die folgenden, von A. v. Humboldt zusammengestellten Temperaturen lassen dies für den Atlantischen Ocean deutlich erkennen [1]).

Orte.	Breite.	Mittlere Jahrestemperatur.	Unterschied der mittler. Jahrestemperatur.
Kairo	30° 2′	22,3° C.	0° C.
St. Augustin	29° 48′	22,3° C.	
Lissabon	38° 43′	15,6° C.	3,3° C.
Washington	38° 54′	12,3° C.	
Neapel	40° 51′	15,3° C.	4,4° C.
New-York	40° 43′	10,9° C.	
Bordeaux	44° 50′	12,8° C.	6,6° C.
Halifax	44° 39′	6,2° C.	
Paris	48° 50′	10,8° C.	7,3° C.
St. Johns	47° 34′	3,5° C.	
Götheborg	57° 41′	7,9° C.	11,5° C.
Nain (Labrador)	57° 10′	— 3,6° C.	
Küste von Skandinavien unter	70°	1° C.	16,7° C.
Boothia Felix	69° 59′	— 15,7° C.	

[1]) De distributione geographica plantarum. Lutetiae Parisiorum 1817. S. 68. — Centralasien. Uebersetzt von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. II, S. 124. 125. — Kleinere Schriften. Stuttgart und Tübingen 1853. Bd. I, S. 235 ff.

Die Breitenunterschiede je zweier Orte mit gleichen Temperaturen an den beiden atlantischen Ufern werden somit nach Nord hin immer grösser, wie sich dies aus nachstehender Tabelle ergiebt:

Unterschied der Breite.	Amerika.	Europa.	Temperatur.
$12^1/_2{}^0$	St. Johns	St. Petersburg	3,5 ° C.
10 °	Halifax	Königsberg	6,2 ° C.
4 °	Washington	Toulouse	12,3 ° C.
0 °	St. Augustin	Kairo	22,3 ° C.

Von der Ostküste Amerika's angefangen erheben sich dann die Isothermen, indem sie mehr und mehr aus einander rücken, nach dem besser erwärmten Westen. Wir führen zum Beleg hierfür nur die mittleren Jahrestemperaturen dreier Punkte an, welche in der Nähe des 57. Breitengrades liegen. Nain auf Labrador unter 61 ° 20′ w. L. v. Gr. hat eine mittlere Jahrestemperatur von —3,6 ° C.; in gleicher Breite unter dem 108. Grad w. L. v. Gr. beträgt dieselbe (bei einem Punkte zwischen Fort Chipewyan und Cumberland-House, dessen Temperatur aus den bekannten Temperaturen dieser beiden Orte abgeleitet ist,) —0,8 ° C., und zu Neu-Archangelsk (Sitcha) an der Westküste (135 ° 18′ w. L. v. Gr.) begegnen wir bereits einer Temperatur von 7,39 ° C. [1]). Es herrscht demnach am westlichen Ende des 57. Breitengrades in Nordamerika eine Temperatur, welche die des Ostendes um 11 ° übertrifft. Immerhin ist die Westseite Europa's in klimatischer Hinsicht mehr begünstigt als die Westseite Nordamerika's. So steigen die Isothermen von 0 und 5 ° C. an der europäischen Westküste bis zu 74, resp. $67^1/_2$ Grad n. Br. empor, während dieselben Isothermen an den pacifischen Ufern Nordamerika's nur den 62., resp. 59. Breitengrad erreichen.

Aehnliche klimatische Gegensätze wie die beiden Gestade Amerika's weisen auch die Ost- und Weströnder der Alten Welt auf. So haben die nachverzeichneten Orte in der Nähe des 59. Breitengrades folgende Temperaturen (ihre Meereshöhe ist dabei unberücksichtigt geblieben) [2]):

	Oestl. Länge v. Gr.	Mittlere Jahrestemperatur.
Ochotsk	143 ° 11′	—4,0 ° C.
Bogoslowskoi (im Ural)	59 ° 59′	—0,9 ° C.
Wologda	39 ° 54′	2,2 ° C.
Rewel	24 ° 49′	3,3 ° C.
Carlstad	13 ° 30′	5,11 ° C.

[1]) Nach K. E. v. Baer in Poggendorff's Annalen, Ergänzungsband I (1842), S. 129 ff., bes. 134.

[2]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 382. 383.

Demnach wachsen die Temperaturen in der Nähe des 59. Breitengrades innerhalb der Alten Welt von Ost nach West um mehr als 9° C. Es ist klar, dass in Folge der Verschiebung nach Süden, welche die Isothermen an der Ostküste Asien's erleiden, der Verlauf derselben im Gebiete der Südsee ein ähnlicher ist wie in dem des Atlantischen Oceans: sie schwingen sich, nach Ost hin mehr und mehr aus einander tretend, weit gegen Norden.

Der eigentliche Grund, warum die Isothermen der nördlichen Hemisphäre an den Ostufern der Oceane so tief in die nordischen Gebiete eindringen, während sie an den Westufern weit gegen Süden zurückweichen, wird uns augenblicklich enthüllt, sobald wir die Isothermenkarte mit der Karte der Meeresströmungen (Fig. 6 zu S. 56) betrachten: die diagonal die Oceane durchschreitenden warmen Wasser des Golfstromes und des Kuro Siwo sind es, welche den Osträndern der Oceane und den über ihnen ruhenden Luftmassen reiche Wärmemengen zuführen, während kalte Strömungen an den Westufern zur Verminderung der Temperatur wesentlich beitragen. In gleichem Sinne wie die Meeresströmungen wirken ausserdem zumeist auch die Winde auf die oben erwähnten Temperaturverhältnisse ein.

Die Frage nach dem kältesten Gebiet im hohen Norden oder dem nördlichen „Kältepol" der Erde konnte ihrer Lösung erst näher gebracht werden, nachdem Ross, Parry, Beechey, Franklin, Back u. a. zahlreiche Temperaturmittel auf ihren arktischen Fahrten gewonnen hatten. Da die mit Hilfe derselben entworfenen Isothermen nördlich von Skandinavien und der amerikanischen Nordwestküste sich bis tief hinein in das Nordpolargebiet erstreckten und den Raum zu beiden Seiten des Pols sehr einengten, so lag die Vermuthung nahe, dass hier zwei isothermisch gegen einander abgegrenzte kälteste Stellen vorhanden seien, welche in gewisser Entfernung vom Nordpol sich befänden. Brewster[1]) hatte diese Anschauung zuerst ausgesprochen, und Kämtz[2]) unternahm es, diese Kältepole genauer zu localisiren. Den einen (— 20 bis — 25° C.) verlegte er in einen Raum nördlich der Barrow-Strasse, den anderen aber (— 15 bis — 20° C.) in die Nähe von Cap Tscheljuskin. Auch Dove hielt anfangs noch an dieser Anschauung fest. Doch gab er sie auf, nachdem ihm die Construction der Jahresisothermen in der Polarprojection gezeigt hatte, dass nicht bloss in den einzelnen Monatsmitteln, sondern auch im Jahresmittel „die Isothermen einen zusammenhängenden Fleck einschliessen von der Melville-Insel nach dem Eiscap hinüber, ohne dasselbe zu erreichen

[1]) Edinburgh Journal of science. New ser. Vol. IV (1831), p. 310.
[2]) Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1832. Bd. II, S. 111.

oder den Pol zu berühren“ [1]). Später wurde von den Franklin-Suchern, insbesondere von Kane diese Ansicht bestätigt[2]). Demnach gehört der Kältepol (sicher unter — 20 ° C.) wahrscheinlich weder dem amerikanischen, noch dem asiatischen Continent an, sondern einem von Polarreisenden bisher noch nicht betretenen Gebiet nordwestlich der Melville-Insel und ist dem Drehungspol der Erde wohl ziemlich weit entrückt.

Auf der südlichen Halbkugel weisen die Isothermen, der einförmigen Wasserbedeckung dieser Hemisphäre entsprechend, keine so starken Krümmungen auf wie nördlich vom Aequator. Den grössten Unregelmässigkeiten begegnen wir hier in den Tropen, also da, wo grosse Ländermassen die weiten oceanischen Flächen unterbrechen. Besonders deutlich sind die Wirkungen der beiden kalten Meeresströmungen an den Westküsten von Afrika und Amerika zu erkennen, welche beide, vor allem die letztere, wie mit kräftigem Stosse die Isothermen nach dem Aequator zurückdrängen. Hier bilden dieselben also, im ausgesprochenen Gegensatze zu dem Verlauf der Isothermen auf der nördlichen Halbkugel, nach dem Pol hin nicht convexe, sondern concave Scheitel. Doch verschwindet diese Unregelmässigkeit fast vollständig unter dem 40. Breitengrad, von wo an sie nahezu parallel den Breitengraden von Ost nach West über das vorwiegend oceanische Gebiet ziehen. Bemerkenswerth ist noch, dass sich die Isothermen gleicher Wärmegrade auf der nördlichen Halbkugel weiter vom Aequator entfernen als auf der südlichen, wenigstens bis zum 40. Breitengrad, woraus man auf eine grössere Erwärmung der nördlichen Halbkugel geschlossen hat. Die Wahrheit dieser Annahme werden wir weiter unten prüfen.

Einen tieferen Einblick in die Wärmeverhältnisse der Erde gewinnt man, wenn man in gleicher Weise wie für das Jahr im allgemeinen auch für die einzelnen Monate Isothermenkarten entwirft. Auch dies hat Dove zuerst gethan; seine zwölf Karten der Monatsisothermen legte er bereits im Jahre 1848 der kgl. preussischen Akademie der Wissenschaften vor[3]). Unter diesen Karten sind die für den Januar und für den Juli am lehrreichsten, weil diese beiden Monate für die meisten Orte der Erde entweder die kältesten oder die wärmsten sind. Während die Karte der Jahresisothermen einen Uebergangszustand zur

[1]) Dove, Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. Berlin 1852. S. 23.

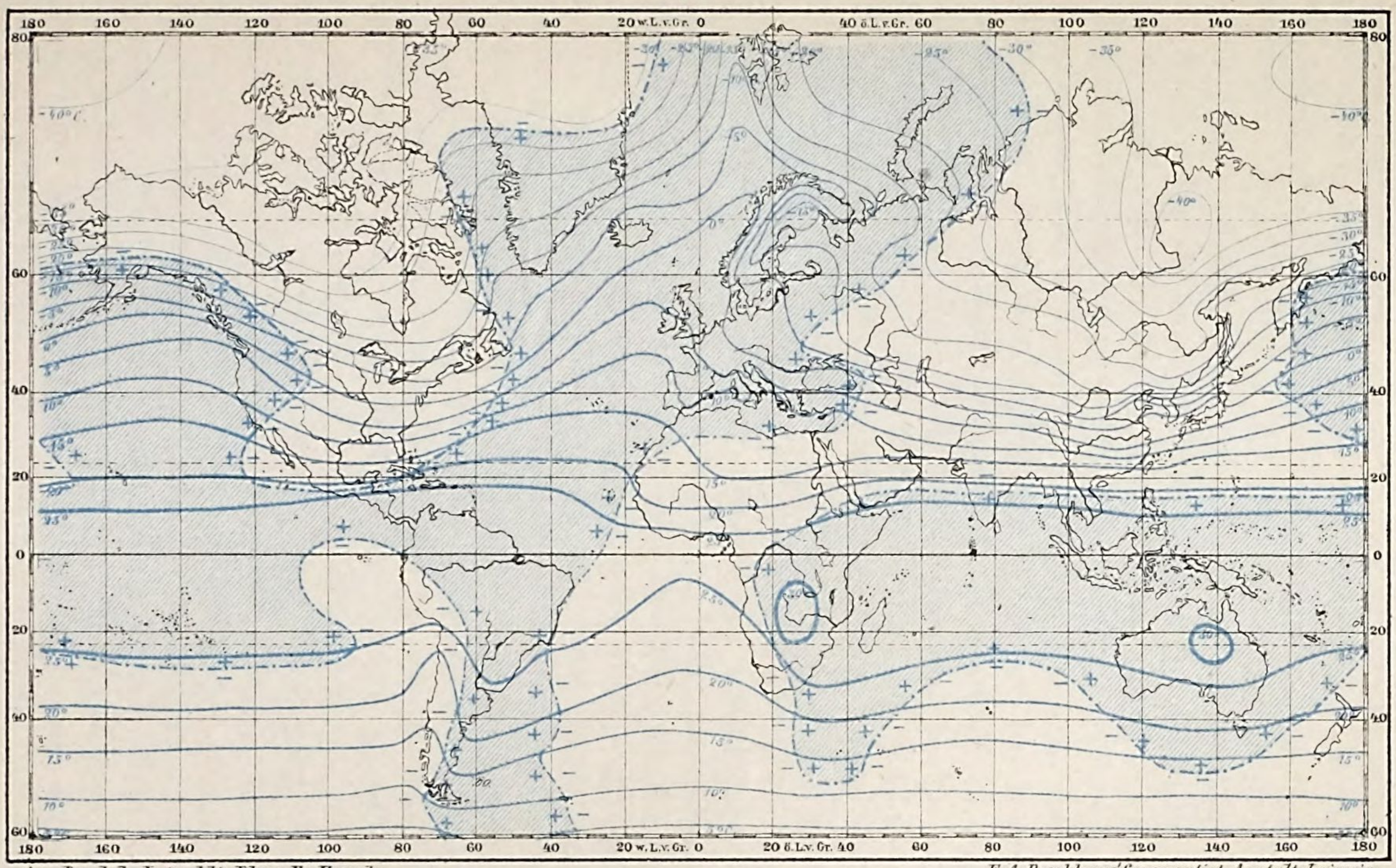
[2]) Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1857. Bd. I, S. 54.

[3]) Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Kgl. preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. November 1848. S. 389 ff.

Isothermen des Januar.

Thermische Normale — · — · —

Die Seite der wärmeren Region ist mit +, die Seite der Kälteren mit − bezeichnet.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 12.

Darstellung bringt, werden uns durch die Januar- und Juliisothermen die Extreme der jährlichen Erwärmung vorgeführt.

Die Isothermen des Januar (Fig. 12) zeigen uns zu beiden Seiten des Aequators — und zwar zum grössten Theile südlich desselben — eine Zone von mehr als 25° C. Wärme, innerhalb deren im centralen Theile von Südafrika und von Australien die Temperatur 30° C. übersteigt; die beiden Maxima finden sich also über zwei südhemisphärischen Festlandsgebieten. Während auf der südlichen Halbkugel, namentlich in höheren Breiten, die Isothermen wenig erhebliche Störungen erleiden, beschreiben sie auf der nördlichen Halbkugel, insbesondere nördlich vom 40. Breitengrad, mächtig gewölbte Curven, welche als halbkreisförmige Linien die beiden grossen nordhemisphärischen Länderräume durchschneiden und zwar in der Art, dass die Mittelpunkte dieser Halbkreise ungefähr in die Mitte der Nordufer Asien's und Amerika's zu liegen kommen. Wenn sich sonst die Temperatur polwärts, also auf der nördlichen Halbkugel von Süd nach Nord zu vermindern pflegt, so geschieht dies hier im wesentlichen von West nach Ost an den Westrändern, hingegen von Ost nach West an den Osträndern der Continente. Dem entsprechend laufen die Isothermen vielfach von Süd nach Nord, insbesondere in Mittel- und Nordeuropa und dem westlichen Theile von Sibirien, sowie östlich und nördlich der Baffins-Bay, wobei sie in Europa sogar einen nach Ost hin überhängenden Scheitel besitzen. So nimmt beispielsweise die Isotherme von 0° C. ihren Weg durch die Zuider-See über Bergen nach den Lofoten, und in gleichem Sinne bewegt sich weiter ostwärts eine grössere Anzahl dieser Linien. Im nördlichen Skandinavien (Finmarken) tritt sogar der eigenthümliche Fall ein, dass die Wärme nach Nord hin wächst. Es sind zwei Räume strengster Kälte zu unterscheiden: der eine von ihnen liegt bei Jakutsk in Sibirien zu beiden Seiten des nördlichen Polarkreises, der andere nördlich der Berings-Strasse etwa unter dem 80. Grad n. Br.; in beiden Gebieten sinkt die mittlere Januartemperatur unter —40° C. herab. Eine Vereinigung dieser beiden „Kältepole“ erscheint deshalb nicht statthaft, weil für Ustjansk (im nördlichen Sibirien, südöstlich von der Mündung der Lena) eine höhere Mitteltemperatur gefunden worden ist als für Jakutsk. Im allgemeinen erkennt man, dass die Continente im Winter durch Ausstrahlung die meiste Wärme verlieren, während die Meere eine hohe Wärme bewahrende Kraft besitzen; denn über den Continenten herrscht durchgängig eine relativ strenge Kälte, während sich eine milde Luft über den Meeren ausbreitet.

Durchaus anders ist das Bild der Juliisothermen (Fig. 13). Der Gürtel, dessen Mitteltemperatur mehr als 25° C. beträgt, gehört

fast ganz der nördlichen Halbkugel an; seine Nordgrenze ist in den Osthälften der Oceane bis zum 20., in den Westhälften derselben bis zum 35. Grad n. Br. vorgeschoben, erreicht jedoch über den Continenten selbst den 45. Grad. Auf diesen begegnen wir daher auch den Wärmemaximis, so in Centralamerika (über 30 ° C.), wie in der Sahara und Arabien (über 35 ° C.). Mit der Zone grösster Erwärmung sind natürlich sämmtliche Isothermen nach Norden gewandert. Die der südlichen Hemisphäre zeigen ausser dieser Verrückung keine wesentliche Aenderung. Sie erheben sich über den Continenten etwas weiter nach Norden als über den Oceanen, was darauf hindeutet, dass die Landmassen vergleichsweise kälter sind als die Meere. Uebrigens verschwinden auch diese sanften Ausbuchtungen an den Südspitzen der Continente fast völlig. Die Isothermen der nördlichen Hemisphäre aber nehmen durchweg einen ganz anderen Verlauf als im Januar: sie sind über den Continenten weit, nach Nord hin ausgebogen, während sie über den Meeren weit nach Süden zurückweichen. Daraus folgt, dass zu dieser Zeit das Land und somit auch die Luft über demselben höher erwärmt wird als das Meer. Ausserdem liegen im Juli die Isothermen der nördlichen Halbkugel viel weiter aus einander als im Januar; es vermindert sich also die Wärme nach Nord hin viel langsamer als im Winter, und sie sinkt, soweit der Mensch bisher nach dem Norden vorgedrungen ist, an keinem Orte der nördlichen Hemisphäre bis zum Gefrierpunkt herab.

Mit Hilfe der Monatsisothermen hat Dove ferner die durchschnittliche Temperatur jedes Breitengrades festzustellen gesucht [1]). Auf den zwölf Karten der Monatsisothermen interpolirte er graphisch von 10 zu 10 ° Länge Wärmewerthe für die Parallelkreise 0 °, 10 °, 20 °, 30 °, 40 °, 50 °, 60 °, 65 ° und 70 ° der nördlichen Halbkugel und berechnete dann die mittlere Jahrestemperatur jedes Punktes aus den zwölf Monatsmitteln, um schliesslich aus den 36 gleichmässig über jeden dieser Parallelkreise vertheilten Jahresmitteln die mittlere Temperatur der genannten Breitengrade abzuleiten. Für den 80. Grad und den Pol wurde sie in anderer Weise gefunden. Es ergaben sich hierbei für die einzelnen Breitengrade folgende Werthe:

(Siehe die Tabelle auf der folgenden Seite.)

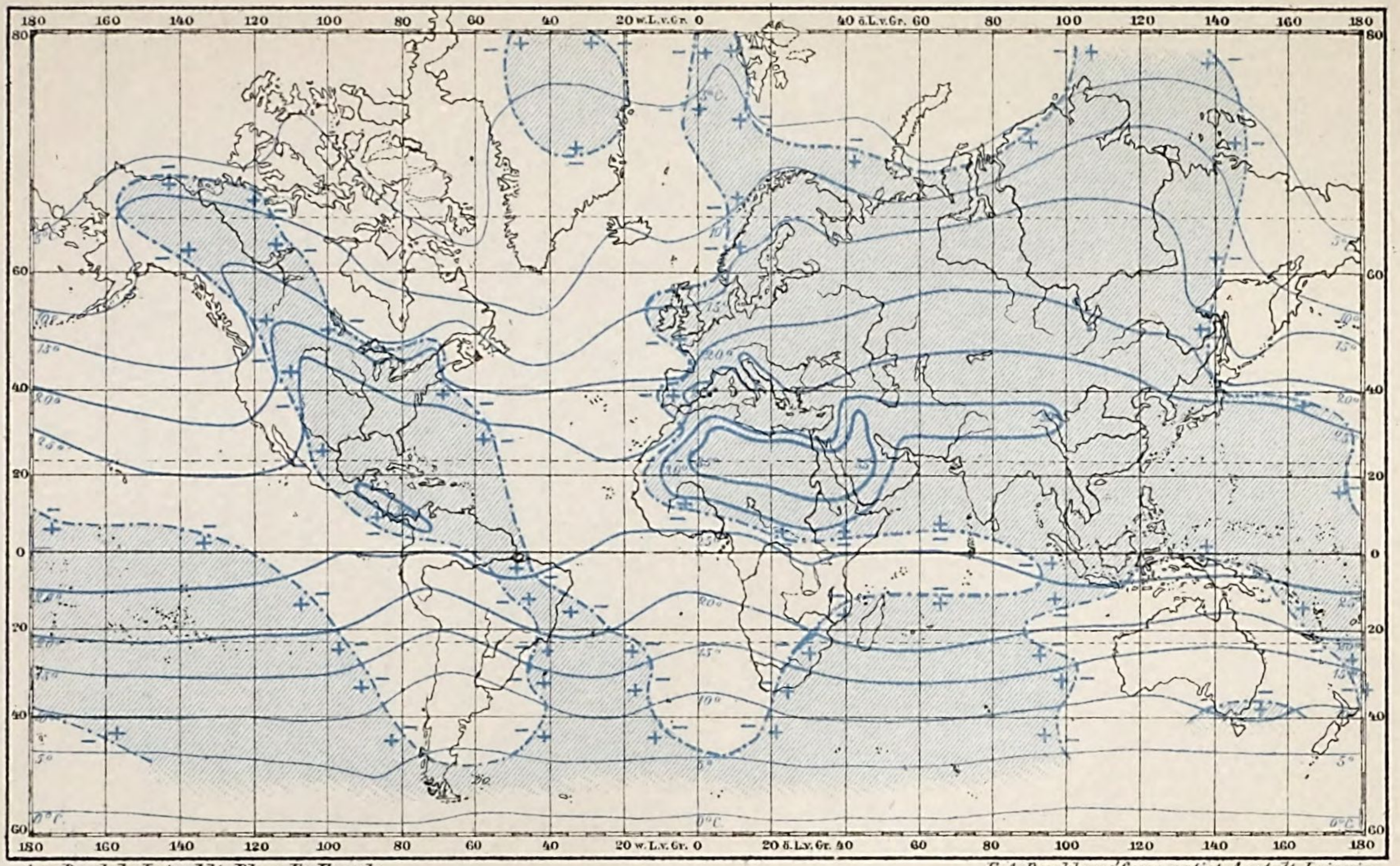
Diese Tabelle ist in mehrfacher Beziehung ausserordentlich lehrreich. Zunächst bestätigt sie eine schon oben ausgesprochene theoretische Forderung, nach welcher sich die mittleren Jahrestemperaturen in der Nähe des 45. Breitengrades am schnellsten vermindern (vgl.

[1]) H. W. Dove, Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde. Berlin 1852. S. 13 ff.

Isothermen des Juli.

-·-·- Thermische Normale.

Die Seite der wärmeren Region ist mit +, die Seite der kälteren mit − bezeichnet.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 13.

Breite.	Nördliche Halbkugel:				Südl. Halbkugel:
	Januar.	Juli.	Mittl. Jahres-wärme.	Zunahme der mittl. Jahres-wärme.	Mittlere Jahres-wärme.
90°	— 32,5° C.	— 0,7° C.	— 16,5° C.		
80°	— 29,1° C.	1,1° C.	— 14,0° C.	2,5° C.	
70°	— 24,4° C.	7,3° C.	— 8,9° C.	5,1° C.	
60°	— 15,8° C.	13,5° C.	— 1,0° C.	7,9° C.	
50°	— 6,8° C.	17,0° C.	5,4° C.	6,4° C.	
40°	4,6° C.	22,4° C.	13,6° C.	8,2° C.	12,5° C.
30°	14,8° C.	25,8° C.	21,0° C.	7,4° C.	19,4° C.
20°	21,1° C.	27,6° C.	25,2° C.	4,2° C.	23,4° C.
10°	25,1° C.	27,1° C.	26,6° C.	1,4° C.	25,5° C.
0°	26,4° C.	25,9° C.	26,5° C.	— 0,1° C.	26,5° C.

S. 142). Auch erhalten wir aus dieser Tabelle einen scharfen ziffermässigen Ausdruck für die ebenfalls bereits angedeutete Thatsache (vgl. S. 180, sowie 142), dass Aequator und Pol im Winter viel grössere Temperaturgegensätze zeigen als im Sommer. So beträgt die Temperaturabnahme

	im Januar.	im Juli.
von 0 bis 70° Br.	50,8° C.	18,6° C.
von 0 bis 90° Br.	58,9° C.	26,6° C.

Aus den von Dove entworfenen Tabellen ergiebt sich ferner, dass vom Nordpol bis zum 40. Grad n. Br. der Juli der wärmste Monat ist. Unter dem 40. Breitengrad sind Juli- und Augustwärme einander gleich; unter dem 30. übertrifft letztere die erstere, während unter dem 20. Breitengrad wieder Uebereinstimmung der Temperatur in beiden Monaten herrscht. Hingegen ist der Januar in allen Breiten vom Pol bis zum Aequator der kälteste Monat; nur unter dem letztgenannten Parallelkreis sinkt die Juli-, August-, September-, October- und December-Temperatur ein wenig unter die Januartemperatur herab. In der Nähe des 10. Grades wird die Temperaturcurve des Jahres der Aequatorialform mit ihren beiden schwach hervortretenden Maximis (im April und November) und Minimis (im Juli und December) sehr ähnlich.

Da nach der obigen Tabelle die Zone stärkster Erhitzung nicht dem Aequator angehört, sondern ansehnlich in die nördliche Hemisphäre gerückt ist (unter 10° n. Br. ist die Temperatur noch um 0,1° C. höher als unter dem Aequator), so durfte man erwarten, dass die nördliche Hemisphäre unter gleichen Breiten höhere Wärmegrade aufweise

als die südliche, dass also die südliche Halbkugel ein geringeres Mass freier Sonnenwärme besitze als die nördliche. In der That scheinen Dove's Untersuchungen diese Anschauung zu bekräftigen; denn nach Dove besteht folgender Unterschied der thermischen Jahresmittel für gleiche Breiten der nördlichen und südlichen Halbkugel:

Breite.	Nördliche Halbkugel.	Südliche Halbkugel.	Unterschied.
0°	26,5° C.	26,5° C.	0° C.
10°	26,6° C.	25,5° C.	1,1° C.
20°	25,2° C.	23,4° C.	1,8° C.
30°	21,0° C.	19,4° C.	1,6° C.
40°	13,6° C.	12,5° C.	1,1° C.

Da diese Differenzen weder der ungleichen Länge des Sommers auf beiden Erdhälften, noch der stärkeren Ausstrahlung während des längeren südlichen Winters zugeschrieben werden können (vgl. S. 147 f.), so bleibt kein anderer Grund zur Erklärung dieser Differenzen übrig als die vorwiegend oceanische Bedeckung der südlichen Halbkugel. Die der nördlichen Halbkugel zugesandte Wärme empfangen zumeist Stoffe, welche ihren Aggregatzustand nicht verändern; die Wärme dient hier also unmittelbar zur Erhöhung der Boden- und zugleich auch der Luftwärme. Die den weiten oceanischen Flächen der südlichen Halbkugel mitgetheilte Wärme hingegen wird zum Theil durch die Verdampfung des Wassers verbraucht, also gebunden. Gleichzeitig wird die Wärmewirkung der Sonne dadurch vermindert, dass sich über den Oceanen eine mächtigere Dampf- und Wolkenschicht ausbreitet als über dem Festlande. Dove[1]) nahm deshalb an, dass zur Zeit der nördlichen Declination der Sonne die Summe der freien Wärme an der Erdoberfläche grösser sei als zur Zeit der südlichen Declination, weil die Sonne im ersteren Falle weite Landflächen, im letzteren grosse oceanische Gebiete bestrahlt und freie Wärme sich dort in reicherem Masse als hier entwickeln kann. Er spricht dies mit den Worten aus: „Der heisse continentale Sommer der Nordhälfte trifft zusammen mit dem milden Winter der Südhälfte. Dies giebt eine grössere Wärmesumme als der kalte Winter der Nordhälfte der Erde plus dem kühlen Sommer der Südhälfte.“ Dove erhärtete dies durch den Nachweis, dass der Winter der südlichen und der Sommer der nördlichen Halbkugel in Summa höhere Wärmewerthe liefern als in gleichen Breiten der Sommer der südlichen und der Winter der nördlichen Halbkugel,

[1]) Poggendorff's Annalen, Bd. LXVII (1846), S. 325.

und zwar sind die ersteren Summen nicht selten 8 bis 10 ° C. grösser [1]). Natürlich sind die allgemeinen Unterschiede viel geringer, immerhin aber noch beträchtlich. Dove erhielt als Mittelwerthe aus seinen Berechnungen für den

	Januar	Juli	Mittel
der nördlichen Halbkugel . .	9,4 ° C.	21,6 ° C.	15,5 ° C.
der südlichen Halbkugel . . .	15,2 ° C.	12,0 ° C.	13,6 ° C.
der Erde	12,3 ° C.	16,8 ° C.	14,6 ° C.

Die Gesammttemperatur der unteren Atmosphäre würde demnach vom Januar zum Juli um 4,5 ° C. steigen [2]).

Leider erstrecken sich Dove's Vergleichungen nur bis zum 40. Breitengrade, da zu jener Zeit für die südliche Halbkugel jenseits dieses Grades kein Beobachtungsmaterial vorlag. Seitdem hat sich jedoch dasselbe bedeutend vermehrt, und man ist zu der überraschenden Erkenntniss gelangt, dass in den höheren südlichen Breiten die Jahresmittel der Wärme nicht, wie früher vermuthet wurde, niedriger, sondern höher sind als die entsprechenden der nördlichen Halbkugel [3]). So hat Punta Arenas in der Magalhãesstrasse (unter 53 ° 12′ s. Br.) eine mittlere Jahrestemperatur von 6,1 ° C.; ist sie nun auch um 2,8 ° C. niedriger als die von Hamburg (unter 53 ° 33′ n. Br.), so ist sie doch höher als die von Dove für diesen Parallelkreis auf der nördlichen Halbkugel ermittelte Normaltemperatur (c. 3,4 ° C.). Die Falklandsinseln (unter 52 ° s. Br.) sind in dieser Hinsicht noch weit mehr begünstigt; denn sie haben eine mittlere Jahreswärme von 8,5 ° C. [4]). Ferner sei noch angeführt, dass die südlichste meteorologische Station auf Neuseeland, Martendale (46 ° 17′ s. Br.), eine mittlere Jahres-

[1]) Vgl. H. W. Dove, Temperaturtafeln. Berlin 1848. S. 89, wo wir folgende Angaben finden:

	Winter.	Sommer.	Unterschied.
Port Arthur	16,94 ° C.	11,82 ° C.	
Marseille	7,35 ° C.	22,74 ° C.	
Summe	24,29 ° C.	34,56 ° C.	10,27 ° C.
Falklandsinseln	11,82 ° C.	8,24 ° C.	
Haarlem	2,56 ° C.	16,62 ° C.	
Summe	14,38 ° C.	24,86 ° C.	10,48 ° C.

[2]) Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Kgl. preuss. Akademie der Wissenschaften zu Berlin. November 1848. S. 396 f.

[3]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch, Bd. IV (1872), S. 129 f.

[4]) J. Hann in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 184.

wärme von 10,2° C. zeigt[1]), während diesem Breitenkreise auf der nördlichen Halbkugel eine Temperatur von c. 8,4° C. zukommt.

Vergleichen wir nun die Mitteltemperaturen der beiden Halbkugeln, indem wir auf der ganzen nördlichen Erdhälfte und bis zum 40. Parallel s. Br. den Angaben Dove's, von hier an weiter südwärts aber den Angaben Hann's folgen, so gewinnen wir nachstehende Zahlenreihen:

Breite.	Temperatur (in °C.) auf der nördl. Halbkugel.	Temperatur (in °C.) auf der südl. Halbkugel.	Differenz.
10°	26,6° C.	25,5° C.	+ 1,1° C.
20°	25,2° C.	23,4° C.	+ 1,8° C.
30°	21,0° C.	19,4° C.	+ 1,6° C.
40°	13,6° C.	12,5° C.	+ 1,1° C.
45°	9,5° C.	10,2° C.	— 0,7° C.
50°	5,4° C.	7,9° C.	— 2,5° C.
55°	2,2° C.	5,4° C.	— 3,2° C.[2])

Es ist demnach wohl zweifellos erwiesen, dass die Temperaturungleichheit der nördlichen und südlichen Hemisphäre nur in niederen

[1]) J. Hann, l. c. Bd. VI (1871), S. 281.

[2]) Die Angaben des Franzosen Vallès (Distribution des températures de long des côtes océaniques. Annuaire de la Soc. météorol. de France, 1869, publ. Dec. 1871) stimmen in den einzelnen Ziffern allerdings nicht ganz mit dieser Tabelle überein; doch verrathen auch sie deutlich, dass die mittlere Jahreswärme der südlichen Hemisphäre in höheren Breiten eine grössere ist als in gleichen Breiten der nördlichen. Nach Vallès sind die Mitteltemperaturen der Breitengrade auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre folgende:

Breite.	Temperatur der nördlichen Halbkugel.	Temperatur der südlichen Halbkugel.	Differenz.
0—5°	26,6° C.	26,1° C.	+ 0,5° C.
5—10°	27,4° C.	25,3° C.	+ 2,1° C.
10—15°	27,3° C.	24,5° C.	+ 2,8° C.
15—20°	25,1° C.	23,4° C.	+ 1,7° C.
20—25°	23,2° C.	22,2° C.	+ 1,0° C.
25—30°	20,7° C.	20,3° C.	+ 0,4° C.
30—35°	17,5° C.	18,2° C.	— 0,7° C.
35—40°	14,9° C.	15,4° C.	— 0,5° C.
40—45°	10,4° C.	12,4° C.	— 2,0° C.
45—50°	8,3° C.	9,4° C.	— 1,1° C.
50—55°	5,0° C.	6,1° C.	— 1,1° C.

Breiten eine für die erstere vortheilhafte ist; jenseits des 40. Parallelkreises ist vielmehr die südliche Halbkugel im Besitze reicherer Wärmeschätze.

Der Grund dieser eigenthümlichen Erscheinung lässt sich kaum in etwas anderem finden als in der ungleichen Vertheilung der Land- und Wasserflächen über die nördliche und südliche Halbkugel. Treffen nämlich die Sonnenstrahlen Stoffe des Festlandes, so treten ihre Wärmewirkungen zumeist als Temperaturerhöhung hervor; fallen sie hingegen auf weite Meeresgebiete, so wird ein wesentlicher Theil der zugesandten Sonnenwärme bei der Verwandlung des Wassers in Dampf gebunden; es ist demnach weniger Wärme frei. Die ungleich mehr mit Wasser bedeckte südliche Halbkugel wird demnach in denjenigen Breiten relativ niedrige Temperaturen zeigen, wo der Verdampfungsprocess sich rascher und kräftiger vollzieht, also in den wärmeren Gebieten. Die gebundene Wärme ist aber keineswegs verloren. Sie wird durch die Winde mit den Wasserdämpfen nach höheren Breiten geführt, wo sie frei wird, sobald sich die Dämpfe zu Tropfen verdichten. Vielleicht ist es das Uebermass der durch Veränderung des Aggregatzustandes frei gewordenen Wärme, welches den höheren südhemisphärischen Breiten die wärmeren Temperaturen verleiht. Immerhin ist wohl kaum anzunehmen, dass die Gesammtwärme der südlichen Halbkugel ebenso gross ist wie die der nördlichen und zwar schon deshalb nicht, weil der Wärmeverlust durch Spiegelung auf der südlichen Halbkugel wegen der weiten Wasserflächen derselben jederzeit und überall auf derselben eine weit namhaftere Grösse ausmacht als auf der nördlichen Halbkugel.

Wird die auf die Meeresfläche reducirte Mitteltemperatur eines Ortes mit der berechneten Mitteltemperatur des ihm zugehörigen Parallelkreises verglichen, so ergiebt sich nur selten eine volle Uebereinstimmung beider Werthe; vielmehr weichen sie fast immer mehr oder weniger von einander ab. Man bezeichnet diese Differenz als thermische Anomalie. Dove verband nun alle Orte, welchen dieselbe thermische Anomalie zukommt, die also gleichviel wärmer oder kälter sind, als sie in Hinsicht auf ihre Polhöhe sein sollten, durch Linien, welche er Isanomalen nannte. Die Linien, längs deren die Anomalie 0 ist, welche also die Räume mit relativ zu hoher und zu niedriger Temperatur von einander scheiden, heissen nach Dove Isonormalen, wofür man jedoch besser den Namen thermische Normalen gebraucht. Dove's Karten der Isanomalen lieferten Resultate, die in hohem Grade überraschen mussten. Es stellte sich nämlich heraus, dass zwei Gürtel relativer Kälte und zwei Gürtel relativer Wärme den Erdkreis umspannen, dass diese Gürtel den Aequator in schräger Richtung schneiden und dass sie, weit entfernt den Räumen grosser Land-

oder grosser Wassermassen zu entsprechen, gleichsam absichtlich die grossen Land- und die grossen Wassermassen kreuzen.

Der eine Gürtel gesteigerter mittlerer Temperatur oder relativ grösserer Wärme (vgl. Fig. 11) bedeckt einen grossen Theil Australien's (die Südwestecke ausgenommen) und des südpacifischen Oceans, den Indischen Ocean, Vorder- und Hinterindien, Südwestasien, Afrika (ohne den Westsaum), fast ganz Europa, das Nordgebiet des Atlantischen Oceans, sowie Grönland und den Meerestheil zwischen dieser Insel und Nowaja Semlja. Ein grosser kalter Gürtel begrenzt diese Zone gegen Osten. Er umfasst das westliche Südamerika, die Südsee (bis auf die polynesische Inselflur und den Osttheil nördlich vom 40. Grad n. Br.) und ganz Ost-, Nord- und Centralasien. Darauf folgt, wenn wir weiter gegen Osten fortschreiten, eine relativ warme Zone, die im südwestlichen Theile des Atlantischen Oceans beginnt, die östliche Seite Südamerika's, Centralamerika, die Ostküste Mexico's, sowie Meeresgebiete ostwärts der genannten Länder umschliesst und endlich quer durch die Vereinigten Staaten, sowie entlang der Westküste von Britisch-Nordamerika bis zum Territorium Aljaska sich erstreckt. Endlich gelangen wir zu dem zweiten Gürtel relativer Kälte, zu welchem der östliche Theil des südatlantischen Beckens, der Westrand Afrika's, Räume des nordatlantischen Oceans und das östliche und nördliche Nordamerika gehören.

Das Gesetz, welches sich aus dieser Aufzählung thermisch bevorzugter und benachtheiligter Gebiete ableiten lässt, lautet: Nördlich vom Wendekreis des Krebses sind die West-, südlich vom Wendekreis des Krebses aber die Osthälften der Continente über die normalen Werthe erwärmt; umgekehrt empfangen nördlich vom Wendekreis des Krebses die Osttheile der Festländer und südlich davon die Westtheile nicht das Mass der ihnen gebührenden Erwärmung.

Innerhalb der vier angegebenen Zonen nimmt die Störung vom Rande nach der Mitte zu, und es lassen sich sogar Brennpunkte der relativ grössten Wärme oder der relativ grössten Kälte nachweisen. Einer der Räume der relativ grössten Wärme befindet sich am Polarkreis zwischen Island und dem Nordcap, wo die normale Wärme um 12 ° C. erhöht erscheint. Eine Begünstigung von gegen 7 ° C. geniessen Island, Schottland und Norwegen, eine solche von 4 bis 5 ° C. Frankreich, Deutschland und der mittlere Theil von Russland, eine solche von mindestens 2 ° C. aber fast ganz Europa und der Meeresraum zwischen unserem Erdtheil und Grönland. Von den beiden nördlichen „Polen" der relativ grössten Kälte liegt der eine bei Jakutsk in Sibirien, wo die beobachtete Temperatur um mehr als $8^1/_2$ ° C. hinter der normalen Temperatur des 62. Parallelkreises zurückbleibt, der andere

in der Nähe des Polarkreises südlich von Boothia Felix mitten in dem Insellabyrinth des arktischen Amerika's; in dem letzteren Falle beträgt die thermische Anomalie $-7^1/_2{}^0$ C. Auf der südlichen Halbkugel treten nirgends so ausgesprochen relativ kalte Räume hervor.

Auch für die einzelnen Monate hat Dove Isanomalen entworfen. Am lehrreichsten sind die der Monate Januar und Juli, weil sie die jährlichen Extreme der Wärmewandelungen zum Ausdruck bringen. Im Januar (vgl. Fig. 12) bilden die Isanomalen der nördlichen Halbkugel zum grösseren Theil die Gestalt der Continente in der Weise nach, dass diejenigen, welche eine geringere als die normale Temperatur bezeichnen, im Innern der Continente und parallel mit ihren Rändern deren Bild verkleinert darstellen, während die Isanomalen mit höherer als normaler Temperatur jenen Parallelismus an den Rändern der Continente und über den Oceanen vielfach wiederholen. Auf der südlichen Halbkugel erstreckt sich während des Januars der Wärmemangel meist über oceanische Gebiete. Ein Wärmeüberschuss besteht über den nördlichen Theilen des Atlantischen, Stillen und Indischen Oceans, in Europa (mit Ausnahme der Südostecke unseres Erdtheils), an dem Nord- und Südostrande Afrika's, den Südspitzen Asien's, in ganz Australien, in dem grössten (östlichen) Theile von Südamerika und an der Westküste Nordamerika's. Hingegen gebricht es an Wärme fast dem ganzen asiatischen Continent, dem Innern Afrika's und fast ganz Nordamerika, welche Erdtheile durch die winterliche Ausstrahlung stark erkalten, ferner der Westseite Südamerika's und den südlichen Theilen des Atlantischen, Stillen und Indischen Oceans.

Im Juli sind die Verhältnisse im allgemeinen die entgegengesetzten (vgl. Fig. 13); fast alle Räume, die im Januar zu warm waren, sind nun zu kalt und umgekehrt. Unter dem Einfluss einer bedeutenden Mittagshöhe der Sonne und der grösseren Tagesdauer werden namentlich die auf der nördlichen Halbkugel gelegenen Ländermassen stark erhitzt, und zwar findet sich der höchste Wärmeüberschuss im Gebiete der Wüsten (er wächst in Aegypten, Arabien und Persien bis auf mehr als 5 ° C., ebenso hoch in Centralasien). Mehr als normal erwärmt ist fast die ganze Alte Welt; auszuschliessen sind hierbei nur die Ostspitze von Asien, sowie die Westküsten und der südliche Theil von Afrika. Ferner sind durch relativ hohe Wärmegrade ausgezeichnet das Innere von Nordamerika, Centralamerika und der Nordosten von Südamerika, die Südspitze Australien's und weite oceanische Räume der südlichen Halbkugel. Dagegen fehlt es an Wärme den oben angeführten Theilen der Alten Welt, den Rändern Nordamerika's, dem Westen und Innern Südamerika's und dem australischen Continent, sowie fast dem ganzen Atlantischen und nordpacifischen Ocean.

Ein Vergleich zwischen Januar- und Julibild lehrt uns: Im Januar zu warm und zugleich im Juli zu kalt sind das nordatlantische und das nordpacifische Becken, ein grosser Theil von Südafrika, die westlichen Uferlandschaften Nordamerika's, centrale Gebiete von Südamerika und fast ganz Neu-Holland. Im Januar zu kalt und dabei im Juli zu warm sind einzelne Theile des südatlantischen und südpacifischen, sowie des südlichen Indischen Oceans, fast ganz Asien, Nordafrika und das Innere von Nordamerika. Im Januar und Juli sind zu kalt: die östlichen Räume des südatlantischen und südpacifischen Beckens, die Ostspitze Asien's, die Westküste Afrika's und die Nordostseite Nordamerika's sammt den Parry-Inseln, sowie der Westen Südamerika's. Zu den privilegirten Räumen endlich, welche sowohl im Januar als auch im Juli zu hohe Temperaturen besitzen, gehören der nördliche Theil des Indischen Oceans, einige tropische Gebiete der Südsee und das Meer westlich von Spitzbergen, die Südhälften der drei südasiatischen Halbinseln und Kleinasien, die Berberei, Madagaskar und die ihm benachbarte afrikanische Küste, Centralamerika, fast ganz Europa, das nordöstliche Südamerika und die Südspitze von Neu-Holland.

Da die Januar- und Julitemperaturen wenigstens in den allgemeinsten Zügen die Vertheilung der Winter- und Sommerwärme überhaupt erkennen lassen, so dürfen wir das eben Gefundene auch in folgende Sätze zusammenfassen: Es giebt 1) Räume mit relativ milden Wintern und kühlen Sommern (die pacifische Küste von Nordamerika etc.), 2) Räume mit kalten Wintern und heissen Sommern (das Innere von Asien, Afrika, Nordamerika etc.), 3) Räume mit kalten Wintern und kühlen Sommern (die Ostspitze Asien's, die Westküste Afrika's, der Westrand Südamerika's etc.) und 4) Räume mit milden Wintern und warmen Sommern (die südlichen Theile von Vorder- und Hinterindien, die Berberei, fast ganz Europa etc.).

Um die örtlichen Unterschiede der Sommer- und Wintertemperaturen klar zum Ausdruck zu bringen, bedient man sich auch noch einer anderen Art von Linien: der Isotheren und Isochimenen, d. h. der Linien von gleicher Sommer- und Winterwärme. Gegen die Einführung dieser Linien in die Meteorologie lassen sich jedoch manigfache Bedenken erheben, z. B. die willkürliche Begrenzung der meteorologischen Jahreszeiten [1]), sowie deren wesentlich veränderte Bedeutung in der tropischen Zone. Zweckmässig erscheint es daher, statt

[1]) Sie fallen durchaus nicht mit den astronomischen Jahreszeiten zusammen; vielmehr lässt man in Deutschland den Sommer mit dem Juni, den Winter mit dem December beginnen. Die Engländer fangen diese beiden Jahreszeiten mit Juli, resp. Januar an.

der Jahreszeiten ganz willkürlich gewählte, aber allgemein angenommene kleinere Zeitabschnitte, wie es die Monate sind, zu brauchen, den jährlichen Wärmewechsel also lieber durch Monatsisothermen als durch Isotheren und Isochimenen darzustellen.

H. Gleichmässiges und excessives Klima.

Ueberblicken wir vergleichend den Verlauf der Januar- und Juliisothermen, so erkennen wir sofort folgenden wichtigen Gegensatz zwischen beiden Bildern: die Isothermen des Januar senken sich fast überall im Innern grosser Länderräume, während sich die des Juli in ebenso einheitlichem Sinne innerhalb der Continente gegen Norden erheben, und zwar tritt dieses Gesetz auf der nördlichen Halbkugel, ihren grösseren continentalen Massen entsprechend, viel deutlicher zu Tage als auf der südlichen. Hieraus aber geht hervor, dass die centralen Theile der Festländer im Winter eine relativ niedrige, im Sommer hingegen eine verhältnissmässig hohe Temperatur besitzen oder mit anderen Worten, dass sich die Wärmeunterschiede innerhalb der jährlichen Periode um so mehr steigern, je tiefer wir in die continentalen Gebiete eindringen.

Diese klimatischen Contraste sind leicht zu erklären. Das Land wird durch die zugestrahlte Wärme rasch erhitzt; aber es erkaltet auch nach dem Aufhören der Insolation ausserordentlich schnell, während sich das Meer wegen der grossen specifischen Wärme des Wassers nur langsam erwärmt, die empfangene Wärme jedoch auch nicht so schnell wieder zurückgiebt. Demnach ist auch die Luft über dem Meere und in der Nähe desselben im Winter weniger kalt, im Sommer hingegen weniger warm als über dem Festlande. Hierzu kommt, dass ein Theil der dem Meere zugestrahlten Wärme lediglich dazu dient, Wasser in Dampf zu verwandeln; es wird also dem Wasser und somit indirect auch der Luft über demselben Wärme entzogen. Ferner ist mit der vermehrten Dampfentwicklung naturgemäss eine reichere Wolkenbildung verknüpft. Hierdurch aber wird über dem Meere und an seinen Gestaden die Insolation gemässigt, die Ausstrahlung hingegen gehemmt. Es bewirken demnach über und an dem Meere verschiedene Factoren eine Abschwächung sowohl der Sommerhitze als auch der Winterkälte. Man bezeichnet daher dasjenige Klima, welches durch kühle Sommer und milde Winter charakterisirt ist, als maritimes oder Küstenklima, solches hingegen, welches hohe Sommer- und strenge Wintertemperaturen aufweist, als continentales oder Landklima; doch empfehlen sich hierfür, wie wir weiter unten (S. 191 f.) sehen werden, noch mehr die Ausdrücke gleichmässiges und excessives Klima.

In Europa haben Grossbritannien und Irland ein auffallend gleichmässiges Klima. Im nordöstlichen Irland gefriert es kaum, obwohl die mittlere Jahrestemperatur der des mittleren Deutschland gleich ist. In der Grafschaft Tipperary (Munster) bleibt der Lorbeer im Winter ungeschützt und erreicht 6—10 Meter Höhe, und an der Küste von Glenarm, in gleicher Breite mit Königsberg, vermag die Myrte auch die rauhe Jahreszeit im Freien zu überdauern. Dasselbe gilt von den Küsten von Devonshire, wo Myrten, Camellien und Fuchsien im Freien überwintern und sogar Orangebäume, die an Spalieren emporwachsen und im Winter höchstens mit Matten bedeckt werden, bisweilen Früchte tragen. Devonshire und der Rheingau werden nahezu von denselben Isothermen (11 ° C.), aber nicht von den gleichen Isotheren und Isochimenen durchschnitten. Der milde Winter Devonshire's (6,2 ° C.) lässt Myrte und Lorbeer im Freien aushalten, die im Rheingau erfrieren würden; umgekehrt bringen die warmen Sommer des Rheingau's die köstlichsten Weine zur Reife, welche in Devonshire wegen Mangel an Wärme (mittlere Sommerwärme 15 ° C.) nicht zur Reife gelangen. Auch in der Normandie und Bretagne gedeihen Granat- und Lorbeerbaum ausserhalb der Gewächshäuser, während doch die Weintraube im Sommer nicht die zu ihrer Reife erforderliche Wärme empfängt [1]). Selbst auf den Färöern ist der Winter so gelinde, dass auf kleineren Seen und sogar auf Wasserpfützen jegliche Eisbildung vermisst wird; doch ist der Sommer so kühl, dass während desselben nicht selten Schnee in den Ebenen fällt. Buchen und Eichen kommen hier schon nicht mehr fort, obwohl die Winter milder sind als in Ungarn.

Wesentlich andere als die geschilderten Einflüsse üben diejenigen Meere auf die Lufttemperatur ihrer Umgebung aus, an deren Rändern sich während des Winters ausgedehnte Eisflächen ansetzen. Von dem Zeitpunkte an, in welchem der Wasserspiegel sich mit Eis überzieht, spielen die Meeresgebiete im wesentlichen dieselbe Rolle wie das Festland. Sie mildern demnach zwar die Sommerwärme, nicht aber die Winterkälte; denn die Wärmeausstrahlung ist hier während des Winters eine ebenso kräftige wie auf dem Festlande. Eine wesentliche Störung des normalen Temperaturganges erfolgt in der Nähe weiter Eisfelder noch zur Zeit der Eisschmelze. Da nämlich während derselben die zugeführte Sonnenwärme zum grossen Theil dazu dient, Eis in Wasser zu verwandeln, also zur Erhöhung weder der Wasser- noch der Lufttemperatur etwas beiträgt, so verzögert sich der Eintritt

[1]) A. v. Humboldt, Kleinere Schriften. Stuttgart und Tübingen 1853. Bd. I, S. 260 ff.

grösserer Sommerwärme ausserordentlich. Bekannt ist, wie sehr die Eisschmelze in den nördlichen Theilen der Ostsee die Frühlingstemperaturen der umliegenden Küstengebiete stark erniedrigt. Entstehen aber so mächtige Eismassen in einem Meere wie im Karischen, in welches zugleich noch durch die beiden Ströme Ob und Jenissëi viel Treibeis hinab bewegt wird, so muss der sommerliche Wärmegang eine noch bedeutendere Veränderung erleiden. In der That ist dies der Fall; denn auf Nowaja Semlja und an der Boganida im Taimyrlande (71 ° 5 ′ n. Br. und 118 ° ö. L. v. Gr.) findet sich das Maximum der Temperatur nicht im Juli, sondern erst im August [1]). Ebenso sind die Küsten des Ochotskischen Meeres im Sommer anomal kalt, weil in diesem Meere noch im August Eis vorhanden ist, dessen Schmelzung viel Wärme fordert.

Nun erklären sich auch die kühlen Sommer und die strengen Winter in den Uferdistricten der Hudsons-Bay. Die zahlreichen Süsswasserspiegel von Nordamerika, vor allem die grossen canadischen Seen, sowie die vielen tief eindringenden Meeresbuchten, insbesondere die Hudsons-Bay, bedecken sich bei beginnendem Winter mit Eis, nehmen also in thermischer Hinsicht den Charakter des Festlandes an. Daher begegnen wir hier trotz der Nähe des Meeres im Winter den strengsten Temperaturen, im Frühjahre, wenn die Eismassen schmelzen, noch immer beträchtlicher Kälte und auch im Sommer einer vergleichsweise niedrigen Temperatur. So hat Fort Churchill an der Hudsons-Bay (unter 59 Grad n. Br.) bei einer mittleren Jahreswärme von — 7,6 ° C. zwar eine dem „Küstenklima“ entsprechende niedere Julitemperatur (13,7 ° C.), zugleich aber auch die tiefe Februartemperatur von — 29,5 ° C. Die mittleren Monatstemperaturen schwanken also zwischen 43,2 ° C., d. h. ganz in der Weise des continentalen Klimas.

Unsere letzten Erwägungen lassen erkennen, dass der Ausdruck „Küstenklima“ kein glücklich gewählter ist, weil es thatsächlich Küstengebiete giebt, welche die ganze Strenge des Winters in gleichem Masse erfahren wie die inneren Theile der Continente. Doch gilt dies nicht etwa nur im Hinblick auf die polaren Ufergebiete, die im Winter durch die Bildung weiter Eisflächen dem Ocean gleichsam entrückt erscheinen, sondern auch für solche Gestade, die gänzlich ohne Küsteneis sind. Neu-England hat, obwohl es vom Meere bespült wird, ein excessives Klima. Portland in Maine, unter 43 ° 39 ′ n. Br. und zwar unmittelbar am Meere gelegen, hat eine mittlere Jahrestemperatur von 9 ° C.; dabei beträgt die Mitteltemperatur im Januar, dem kältesten

[1]) K. v. Baer in A. Th. v. Middendorff's Reise in den äussersten Norden und Osten Sibirien's. Petersburg 1848. Bd. I, Th. 1, S. 55 ff.

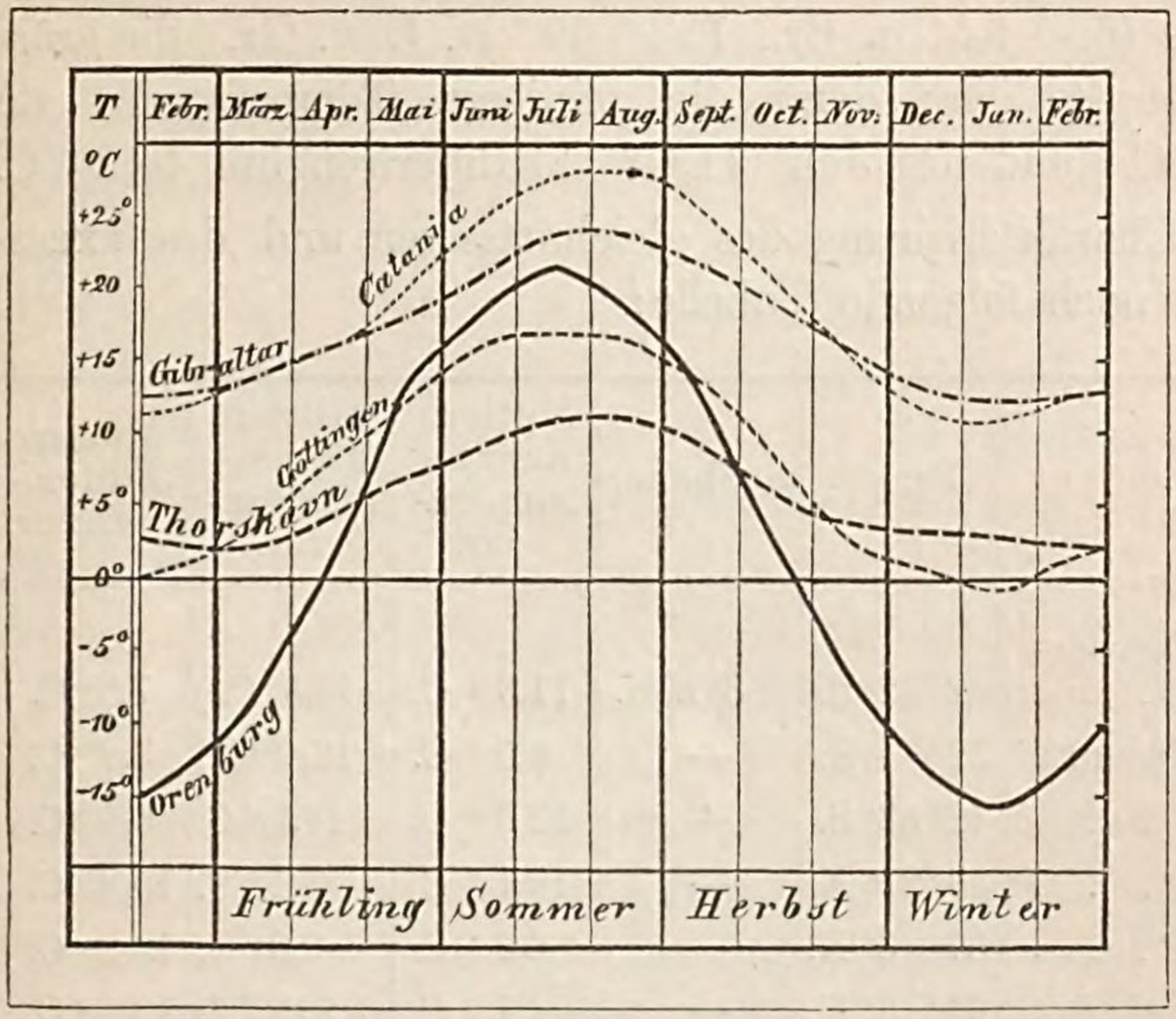
Monat, — 5,1 ° C., im Juli aber, dem wärmsten Monat, 20,1 ° C.; die beiden extremen Monatsmittel differiren demnach um 25,2 ° C., während der gleiche Werth für Leipzig (mittlere Jahrestemperatur 8,5 ° C., Januartemperatur — 1,1 ° C., Julitemperatur 17,9 ° C.), obwohl dieses dem Binnenlande und einer höheren Breite angehört, nur gleich 19 ° C. ist. Peking (unter 39 ° 54′ n. Br.), obschon nur 18 geogr. Meilen weit von der Küste entfernt, hat einen Januar (mittlere Temperatur — 4,6 ° C.) wie das europäische Nordcap und einen Juli (mittlere Temperatur 26,6 ° C.) wie Smyrna. Die Amplitude der Monatsmittel überschreitet hier also 30 ° C., und doch würde man mit Rücksicht auf die Lage Peking's geneigt sein, dieser Stadt ein „maritimes" Klima, d. h. ein Klima mit geringen Temperaturunterschieden innerhalb der jährlichen Periode zuzuschreiben. Das excessive Klima Neu-England's und Nordchina's erklärt sich aus den eigenthümlichen Windverhältnissen beider Gebiete. Hier wie dort walten während des Winters kalte Nordwest- und während des Sommers warme Südwest-, resp. Südwinde vor, also im ersten Falle und zum Theil auch im zweiten Landwinde. Wir dürfen überhaupt sagen, dass Orte am Meere, welche mehr unter der Herrschaft von Land-, als von Seewinden stehen, auch nicht jenes gleichmässige Klima besitzen, welches man mit Vorliebe „Seeklima" nennt. Wir haben um so weniger Ursache, von einem solchen zu sprechen, als unter höheren Breiten auch der Einfluss des Meeres nicht mehr hinreicht, die Gegensätze der mittleren Monatstemperaturen wesentlich zu mildern, wie die zweite Tabelle auf S. 142 deutlich erkennen lässt. Sämmtliche dort angeführte Orte befinden sich in der Nähe des Meeres, und doch schwanken die Amplituden ihrer Monatstemperaturen nach Massgabe der Breite zwischen 1,5 und 41,4° C.! Man sollte deshalb die Namen „maritimes" und „continentales Klima" unbedingt aufgeben, da sie leicht irrige Anschauungen hervorrufen, und statt deren die bezeichnenderen Ausdrücke „gleichmässiges" und „excessives Klima" brauchen.

Letzteres trifft man viel consequenter im Innern der Festländer an als ersteres an den Rändern derselben. Die Festländer werden durch die zugestrahlte Sonnenwärme stärker erhitzt als das Meer, zumal durch die geringe Dampfbildung nur wenig Wärme gebunden wird und auch die vorwiegende Heiterkeit des Himmels einer reicheren Wärmeentwicklung im Sommer günstig ist. Doch ist hier im Winter in Folge der Reinheit der Luft die Wärmeausstrahlung eine relativ grosse, weshalb auch zu dieser Zeit die Temperaturerniedrigung am ansehnlichsten ist. Daher begegnen wir auf den Continenten, insbesondere in deren Innerem dem grössten täglichen und jährlichen Temperaturwechsel. Doch hat man sich hierbei immer zu vergegenwärtigen,

dass in der tropischen Zone selbst in den innersten Gebieten der Erdtheile die Monatstemperaturen nur um 10—15° C. von einander abweichen; bloss am Südrande der Sahara überschreitet die Amplitude den Werth von 20° C.

In Europa tritt der Charakter des excessiven Klimas erst in den östlichen Grenzdistricten klar hervor. Fig. 14 zeigt uns, wie ganz

Fig. 14.



Gang der Temperatur in der jährlichen Periode zu Orenburg, Catania, Göttingen, Gibraltar und Thorshavn.

anders der jährliche Temperaturgang an der asiatischen Grenze bei Orenburg ist als an den Ufern des Atlantischen Oceans (Thorshavn, Gibraltar); die Curven für Göttingen und Catania stellen eine Mittelform dar. Januar- und Julitemperatur weisen, wie Fig. 14 lehrt, in Orenburg eine Differenz von mehr als 35° C., in Thorshavn, der Hauptstadt der Färöer, aber von nicht ganz 8° C. auf.

Noch viel mehr als die Mitteltemperaturen einzelner Monate oscilliren natürlich die in einzelnen Fällen wahrgenommenen höchsten und niedrigsten Temperaturwerthe. So reifen in Astrachan im Sommer die schönsten Trauben; dennoch sinkt bei Kisljar am Terek (Kisljar liegt in gleicher Breite wie Avignon und Rimini!) im Winter das Thermometer bis auf —20, ja selbst —30° C. herab [1]). Im Gouvernement

[1]) A. v. Humboldt in Poggendorff's Annalen, Bd. XXIII (1831), S. 89.

Samara (unter 51° 5′ n. Br., also auf demselben Parallelkreise wie Dresden) fällt das Thermometer nach Wesselowsky bis —39,4° C. wie in Archangel und steigt bis 41° C. wie in Unterägypten und Madras[1]). In Jakutsk (Januartemperatur —40,8° C., Julitemperatur 17,4° C.), wo sich die Unterschiede der mittleren Monatstemperaturen bis auf 58,2° C. steigern, entfernen sich die äussersten bisher beobachteten Temperaturen sogar um 95,6° C.; denn man hat im Sommer schon 35,6°, im Winter aber —60,0° an dem hunderttheiligen Thermometer abgelesen. In Nordamerika bietet wohl Ft. Confidence (66° 54′ n. Br., 118° 49′ w. L. v. Gr.) die grössten Temperaturcontraste dar; denn die mittleren Temperaturen des Januar (—32,6° C.) und des Juli (11,6° C.) differiren um 44,2° C.

Zur Charakterisirung des gleichmässigen und des excessiven Klimas diene noch folgende Tabelle:

Ort.	Breite.	Seehöhe.	Mittlere Jahrestemperatur.	Mittlere Januartemperatur.	Mittlere Julitemperatur.	Differenz zwischen beiden.
Hokitika (Neuseeland)	42° 42′ S.	3 Met.	11,3° C.	15,5° C.[1])	7,3° C.	8,2° C.
Falklands-Inseln .	52° S.	—	8,5° C.	12,4° C.[1])	3,0° C.	9,4° C.
Hobarton . . .	42° 53′ S.	—	12,0° C.	16,7° C.	6,5° C.	10,2° C.
Dublin	53° 21′ N.	—	10,1° C.	5,1° C.	15,8° C.	10,7° C.
Sitcha	57° 3′ N.	—	6,2° C.	0,0° C.	13,2° C.[2])	13,2° C.
Reykjavik . . .	64° 8′ N.	—	4,1° C.	—2,0° C.[1])	13,4° C.	15,4° C.
Dresden	51° 3′ N.	127 Met.	9,2° C.	0,0° C.	18,5° C.	18,5° C.
Ofen	47° 31′ N.	128 „	10,9° C.	—1,4° C.	22,4° C.	23,8° C.
Astrachan . . .	46° 21′ N.	—	9,5° C.	—6,4° C.	24,5° C.	30,9° C.
Irkutsk	52° 17′ N.	382 Met.	—0,5° C.	—21,2° C.	18,5° C.	39,7° C.
Jakutsk	62° 1′ N.	87 „	—10,2° C.	—40,8° C.	17,4° C.	58,2° C.

1) Februartemperatur.
2) Augusttemperatur.

J. Maxima und Minima der Luftwärme.

Die höchsten und niedrigsten Mitteltemperaturen der Monate bezeichnen, wie bereits angedeutet wurde, keineswegs die thatsächlichen Wärmeextreme eines Ortes, sondern sind selbst nur die Mittel aus einer

[1]) Wesselowsky, Sur le climat de la Steppe Trans-Wolgaïenne. Tiré des mélanges asiatiques. Tome III, p. 103 sq.

Reihe von Temperaturoscillationen, unter denen einzelne weit über die beiden äussersten Monatsmittel hinausreichen.

Wahrscheinlich kommen die höchsten Temperaturen in Tibet vor, obwohl der südliche Theil dieses Landes noch 30 Grad vom Aequator entfernt ist. Hier steigt im Sommer die Lufttemperatur bis zu 65 ° C. [1]). Ritchie und Lyon beobachteten in der Oase von Murzuk im Schatten 56,2 ° C. [2]); Sturt fand am Flusse Macquaire in Australien 53,9 ° C., Tamisier in Abu-Arich (Arabien) 52,5 ° C. [3]). In Massua soll sich in den Sommermonaten die Temperatur zuweilen bis auf 52 ° C. erheben [4]). Im Indusdelta wächst sie während einiger Stunden des Tages häufig auf 30 bis 40 ° C., im Pandschab aber (z. B. bei Multan) sogar auf 50 bis 52 ° C. Bis zu diesen Graden erhitzte Luft heisst in der englischen Terminologie der Pandschabbewohner nicht mehr „heiss“, sondern „scorching, grilling“, d. i. „röstend“ [5]). Als Maximaltemperatur für das Gebiet des Senegal wie für die Insel Guadeloupe giebt man 54 ° C., für Persien 52 ° C. [6]), für die Oase Rhadames (Nordrand der Sahara) 50 ° C. [7]), für Calcutta 49 ° C. an.

Gefürchtet sind selbst die hohen Wärmegrade der Luft über dem Rothen Meere. Dieses enge, von kahlen, steilen Felsufern umschlossene Meer strahlt eine flammende Hitze zurück, und nicht selten ereignet es sich, dass Passagiere auf den Dampfern niederfallen, als ob sie erstickt oder vom Blitz getroffen worden wären. Las doch Hermann v. Schlagintweit auf dem Schiffe im Rothen Meere am 12. October 1854 (also durchaus nicht im heissesten Monat) Nachmittags 2 Uhr an seinem Thermometer eine Temperatur von 35,2 ° C. ab [8])! Capitaine, welche von Sues aus nach Süden reisen, sind wegen der unerträglichen Hitze im südlichen Theile des Meeres bei flauer Brise oder Windstille manchmal gezwungen, während der heissesten Tagesstunden das Schiff zu wenden und rückwärts arbeitend den Curs so gut, als es geht, fortzusetzen, um den von der Hitze vollständig erschöpften Passagieren

[1]) Nature, Vol. VI, Nr. 166. 2. January 1873, p. 170.

[2]) A. v. Humboldt, Centralasien. Uebersetzt von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. II, S. 66, Nota.

[3]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 401 f.

[4]) W. Kropp in den Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. XV (1872), S. 360.

[5]) Herm. v. Schlagintweit-Sakünlünski, Reisen in Indien und Hochasien. Jena 1869. Bd. I, S. 413. 417.

[6]) Nature, l. c. p. 170.

[7]) Gerhard Rohlfs, Quer durch Afrika. Leipzig 1874. Bd. I, S. 72.

[8]) H. v. Schlagintweit-S., l. c. Bd. I, S. 26.

nur etwas Erleichterung zu verschaffen [1]). Ganz besonders gilt dies von der Gegend um Massua, wo in der heissen Jahreszeit selbst die Nächte nur sehr geringe Abkühlung gewähren. Munzinger fand hier beispielsweise folgende Temperaturen im Juli und August des Jahres 1865:

	Juli:		
	Mittel.	Maximum.	Minimum.
7 Uhr Vorm.	34,2 ° C.	36,0 ° C.	32,0 ° C.
1 „ Nachm.	35,6 ° C.	41,0 ° C.	34,0 ° C.
6 „ Nachm.	35,0 ° C.	37,0 ° C.	34,0 ° C.
	August:		
7 „ Vorm.	33,4 ° C.	36,6 ° C.	34,8 ° C.
1 „ Nachm.	37,0 ° C.	41,0 ° C.	37,3 ° C.
6 „ Nachm.	28,5 ° C.	30,0 ° C.	29,0 ° C. [2])

Im Orient, insbesondere in Mesopotamien und Vorderindien, bedienen sich nicht nur Europäer, sondern auch reiche Eingeborene zur Abwehr der fürchterlichen Hitze während der heissen Monate eines grossen, über das ganze Zimmer reichenden Fächers oder Schirmes von dünnem Zeug, Pankha (auch Punkah, Ponke, Banka) genannt, der an der Zimmerdecke befestigt ist und mittelst eines Strickes von einem Diener stets hin- und hergezogen wird. Für den Neuling ist die auf diese Weise erzeugte Abkühlung so empfindlich, dass er dabei von einer Anwandlung von Frost befallen wird. Indess verliert sich dies nach kurzer Zeit, und dann erscheinen die Pankhaschwingungen nicht bloss während des Tages, sondern wohl auch des Nachts nöthig. Obwohl das Bette in Indien nur aus einem Rohrgeflechte ohne alles Polster und die Decke nur aus einem Leintuch besteht, so stört die Hitze dennoch die Nachtruhe, und der Schlafende bricht augenblicklich in Schweiss aus, sobald die Pankha sich nicht mehr bewegt [3]).

Uebrigens vermag sich der Mensch ziemlich bald ohne grosse Beschwerden an hohe Temperaturen zu gewöhnen, falls dieselben fortgesetzt auf ihn wirken, womit sich freilich immer auch zugleich eine grosse Empfindlichkeit gegen Wärmegrade verbindet, welche den Be-

[1]) W. Kropp, l. c. S. 352.
[2]) W. Kropp, l. c. S. 361.
[3]) Pauline v. Nostitz, Johann Wilhelm Helfer's Reisen in Vorderasien und Indien. Leipzig 1873. Bd. II, S. 41 f. H. Petermann, Reisen im Orient. Leipzig 1861. Bd. II, S. 148.

wohnern höherer Breiten durchaus nicht in gleichem Masse unbequem sind. So erzählt uns Mungo Park[1]), dass im Februar 1796 in der Nähe von Jarra (am Südrande der Sahara, unter 15° n. Br. und 8° w. L. v. Gr.) keiner der ihn begleitenden Neger vor Kälte hätte schlafen können, weil das Thermometer nur auf 20° C. zeigte. Und G. Schweinfurth[2]) berichtet uns, dass nach längerem Bade im Flusse Ibba (im Gebiete der Niam-Niam, etwa unter dem 5. Grad n. Br.) seine Haut in einen Zustand der Erstarrung gerathen sei, als er das Wasser verliess, da die Lufttemperatur kaum 30° C. überstieg.

Fast genau soviel, als einzelne Temperaturmaxima über dem Nullpunkte liegen, befinden sich auch einzelne Temperaturminima unter demselben. Die niedrigste bekannte Temperatur ermittelte Gmelin bei Kiringa in Sibirien, nämlich 120° F. unter dem Gefrierpunkte (— $66^2/_3$° C.)[3]). Zu Wierchojansk in Tschuktschen-Lande sank das Thermometer einmal bis zu — $62^3/_4$° C.[4]), in Nischne Udinsk (nordwestlich von Irkutsk) bis zu — $62^1/_2$° C.[5]), in Jakutsk (am 21. Januar 1838) bis zu —60° C.[6]), in Jenisseïsk bis zu —59° C. (Januar 1872), in Bogoslowsk (Ostfuss des Ural) bis zu —56° C. (Januar 1868), in Barnaul bis zu —55° C. (December 1860), in Ischim (Ob-Gebiet) bis zu —54° C. (Januar 1858)[7]). Diesen Temperaturen des asiatischen Continents lassen sich folgende aus den arktischen Gebieten Amerika's zur Seite stellen: Capt. Back sah in Ft. Reliance (62° 46,5′ n. Br.) am 17. Januar 1834 sein Alkohol-Thermometer bis — 56,7° C. fallen[8]). Hayes beobachtete auf einer Schlittenreise im Smithsunde (an der Westküste Grönland's) in der Nacht vom 17. zum 18. März 1861 eine Temperatur von —55,8° C.[9]), Kane am 21. Januar 1842 im Rensselaer-Hafen eine solche von —55,6° C.

Die äussersten Temperaturwerthe, welche bisher auf Erden über-

[1]) Reise in das Innere von Afrika in den Jahren 1795, 1796 und 1797. Hamburg 1799. S. 117.

[2]) Im Herzen von Afrika. Leipzig 1874. Bd. I, S. 473.

[3]) Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. 5th ed. Edinburgh 1875. p. 238. Herschel giebt einfach —120° F. (— $84^4/_9$° C.) an; doch beruht dies wohl auf einem Versehen.

[4]) Nach Carl v. Neumann im Globus, Bd. XXVI (1874), Nr. 20, S. 314.

[5]) Nach Herm. v. Schlagintweit-S., l. c. Bd. I, S. 417.

[6]) Nach Neweroff in Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1857. Bd. I, S. 55.

[7]) A. Wojeikof, Die atmosphärische Circulation (Ergänzungsheft Nr. 38 zu Petermann's Mittheilungen 1874). S. 8.

[8]) Poggendorff's Annalen, Bd. XXXVIII (1836), S. 235.

[9]) J. J. Hayes, The open Polar-Sea. London 1867. p. 284.

haupt wahrgenommen worden sind, entfernen sich demnach mehr als 130° C. von einander, somit weiter als Gefrier- und Siedepunkt.

Dass der Mensch bei all diesen so ausserordentlich wechselnden Temperaturen siegreich seine Existenz zu behaupten vermag, ist ohne Zweifel ein bedeutungsvolles Zeugniss für seine hohe Organisation.

K. Gleichzeitige Wärmeanomalien verschiedener Gegenden.

Wenn auch im allgemeinen die Temperatur eines Ortes regelmässig sich vollziehenden Schwankungen unterliegt, so sind doch dabei kleinere und selbst grössere Abirrungen von der normalen Temperatur nicht ausgeschlossen. Dove hat dieselben zum Gegenstand einer genauen Untersuchung gemacht und in einer Reihe von Aufsätzen in den Abhandlungen der Kgl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin über sie berichtet [1]).

Zweierlei hat Dove vor allen Dingen durch seine Arbeiten scharf erwiesen: 1) dass eine erhebliche Abweichung vom wahren Mittel, sei es ein Ueberschuss oder ein Mangel an Wärme, nie örtlich beschränkt ist, sondern sich vielmehr gleichzeitig über grössere Länderräume verbreitet, innerhalb welcher die Störung von einem Maximum in der Mitte nach den Rändern zu allmählich abnimmt, und 2) dass, wenn auf einer der beiden Halbkugeln an einem Orte eine solche Störung der Temperaturverhältnisse erfolgt, irgendwo westlich oder östlich vom Störungsgebiet eine Anomalie im entgegengesetzten Sinne eintritt. Besässe z. B. das westliche Europa eine niedrigere Temperatur als die normale, so müssten demnach etwa Nordamerika und Russland ein besonders mildes Wetter geniessen, so dass auf der nördlichen Erdhälfte immer ein Ausgleich stattfände wie zwischen Soll und Haben einer geordneten Buchführung.

Schon Hans Egede wusste, dass in Grönland ein milder Winter sich einzustellen pflegte, wenn es in Kopenhagen besonders kalt war oder umgekehrt, und die dänischen Kaufleute schätzen jetzt nach dem nämlichen Erfahrungssatz die Menge derjenigen nach Island zu sendenden Waaren, deren Consum durch die Rauhheit des Winters bedingt ist. Auf Island herrschte beispielsweise grosse Milde im Januar 1740, dem kältesten Wintermonat, über den bei uns Beobachtungen vorliegen. Die Zuyder-See fror ganz zu, so dass Mitte Februar Schlitten von Friesland nach Enkhuizen über die Eisfläche sich bewegen konnten. Das schönste Beispiel für die Dove'sche Lehre gewährt der Winter

[1]) Jahrgänge 1838, S. 285 ff.; 1839, S. 305 ff.; 1842, S. 117 ff.; 1845, S. 141 ff. und 1852, S. 67 ff.

von 1829/30, namentlich der December, in welchem sich in Centraleuropa das Monatsmittel um 6 bis 12 ° C. erniedrigte, während der December in Jakutsk um 2,6 ° C. und in Nordamerika um 4 bis 8 ° C. zu warm ausfiel. Im Januar 1834 hatte umgekehrt das westliche und mittlere Europa vorwiegend positive Differenzen, Nordasien und Nordamerika hingegen negative [1]).

Wir fügen noch ein Beispiel aus der neueren Zeit hinzu, auf welches W. v. Freeden, gestützt auf die Temperaturmessungen der deutschen Polarfahrer im Jahre 1868, aufmerksam gemacht hat [2]). Er berechnete zunächst nach dem Vorbilde und mit Hilfe der Vorarbeiten Dove's, wie hoch für jeden Tag des Jahres und einen gegebenen Punkt der Erde die Temperaturen lauten sollten. Hierauf verglich er die beobachteten und berechneten Temperaturen mit einander und fand, dass 1868 am Bord des deutschen Nordpolarfahrers „Grönland" an 104 Tagen die abgelesene Mitteltemperatur niedriger, an 21 höher, an 3 Tagen aber gleich der normalen Temperatur des jeweiligen Ortes war, so dass an den 128 Tagen der Fahrt 206,7 Tageswärmegrade (R.) zu wenig und 13,1 Tageswärmegrade zu viel abgelesen wurden, mithin während der Fahrt die durchschnittlichen Tagestemperaturen um 1,5 ° R. (1,9 ° C.) zu niedrig waren, d. h. dass der Sommer der Grönland-See von 1868 ein sehr ungünstiger gewesen ist. Es waren nämlich die mittleren Monatstemperaturen von 1868

	in Hamburg über dem Monatsmittel:	an Bord des Schiffes „Grönland" unter dem Monatsmittel:
Juni	1,21 ° R.	2,26 ° R.
Juli	1,95 ° R.	1,88 ° R.
August	1,79 ° R.	1,80 ° R.
September . . .	1,28 ° R.	0,32 ° R.
Summa:	6,23 ° R. (7,79 ° C.)	6,26 ° R. (7,82 ° C.)

Wenn also in Hamburg während der Nordpolarfahrt vom Juni bis September 1868 ein Ueberschuss über die mittlere Monatswärme von 6,23 ° R. bestand, so wurde dieses Uebermass ausgeglichen durch eine Erniedrigung in der Grönland-See um nahezu dieselbe Summe der Mittelbeträge (6,26 ° R.).

Diese Thatsachen lassen sich einfach auf folgende Weise erklären. Die vorübergehende Begünstigung oder Benachtheiligung eines Erdraumes hinsichtlich seiner Wärmeverhältnisse hängt in erster Linie von den vorherrschenden Winden ab, welche in der betreffenden Zeit wehen. Je nachdem örtlich der Aequatorial- oder der Polarstrom Sieger ist,

[1]) H. W. Dove, Klimatolog. Beiträge. Berlin 1869. Bd. II, S. 240 ff. 289 ff.
[2]) Petermann's Mittheilungen 1869, S. 212.

begegnen wir hier einer relativ hohen oder niedrigen Temperatur. Da nun, wie später gezeigt werden soll, der Wind auf einer ganzen Halbkugel nicht dieselbe Richtung haben kann, sondern Ströme entgegengesetzter Richtung neben einander herlaufen müssen, so können sich auch jene Abweichungen nicht auf einmal über eine ganze Halbkugel, sondern nur über gewisse Zonen derselben erstrecken.

L. Seculäre Veränderung des Klimas.

Wenn es kaum einem Zweifel unterliegt, dass die Temperatur der Erdoberfläche seit der Zeit ihrer Gluthflüssigkeit und allmählichen Erstarrung ungeheure Wärmeverluste erlitten hat, so dürfte doch der Nachweis einer Temperaturverminderung an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre in historischen Zeiten, was gleichbedeutend wäre mit dem Nachweis einer verminderten Sonnenstrahlung, ziemlich schwer fallen. Zwar kann die Abnahme der Sonnenkräfte nicht in Frage gestellt werden (vgl. Bd. I, S. 76 f.), und in der Theorie steht uns somit der Rückgang der irdischen Temperaturen in kommenden Zeitaltern fest; aber es ist äusserst schwierig, für die kurze Spanne der letzten Jahrhunderte oder selbst Jahrtausende sichere Zeugnisse für eine derartige Temperaturwandelung beizubringen. Umfassen doch bis jetzt genaue Temperaturbeobachtungen an keinem Orte der Erde einen Zeitraum von wesentlich mehr als 150 Jahren!

Glaisher hat für mehrere Perioden die mittlere Temperatur von Greenwich berechnet. Es ergab sich hierbei für den Zeitraum von

1770	bis	1799	eine mittlere Temperatur	von	8,7 ° C.
1800	„	1829	„	„	„	9,2 ° C.
1830	„	1859	„	„	„	9,4 ° C.

Hieraus würde sogar ein allmähliches Wachsthum der Temperatur folgen. Dove hat gefunden, dass die mittlere Jahrestemperatur von Berlin während der Periode von 1848 bis 1865 nur um $^1/_{80}$ ° C. von der aus 137 Jahresmitteln abgeleiteten Mitteltemperatur abweicht. Dagegen sank nach Loomis die mittlere Temperatur von New-Haven (Connecticut), welche in der Periode von 1778 bis 1820 9,5 ° C. betrug, innerhalb der Jahre 1820 bis 1865 auf 9,4 ° C. herab.

So geringe Differenzen erlauben uns jedoch keinen Schluss auf wirklichen Wechsel der Temperatur. Sie können den Fehlern der in verschiedenen Perioden angewandten Instrumente, der veränderten Aufstellung derselben und anderen Ursachen zugeschrieben werden. Da die bisherigen Temperaturmessungen zu einem solchen Nachweis nicht genügen, so hat man versucht, die Verbreitung gewisser Gewächse hierzu zu benützen.

Nach Arago's Auseinandersetzung [1]) kann die Temperatur Palästina's seit 3300 Jahren um nicht mehr als $^1/_2{}^0$ C. variirt haben. Die Früchte der Dattelpalme nämlich reifen nur in Ländern, deren mittlere Jahrestemperatur mindestens 21 ^{0} C. erreicht; die Trauben des Weinstocks liefern Wein nur in solchen Gegenden, deren mittlere Jahrestemperatur 22 ^{0} C. nicht überschreitet. Moses' Kundschafter begegneten nun in den Thälern Canaan's einer reichen Dattel- und Weincultur; somit muss damals die mittlere Jahrestemperatur in den Niederungen des gelobten Landes $21^1/_2{}^0$ C. gewesen sein, d. i. genau dieselbe wie heute.

Indessen ist diese Beweisführung nicht so untrüglich, als sie beim ersten Blick erscheint. Es wäre ja möglich, dass die Dattelpalme und die Rebe damals in wesentlich anderer Meereshöhe gediehen als gegenwärtig. Mit Hilfe einer Verschiebung ihrer Culturgrenze liesse sich also immer noch eine kleine Temperaturveränderung erklären.

Zur Begründung einer gegenwärtigen Temperaturabnahme soll sehr häufig die Thatsache dienen, dass der Weinbau während des Mittelalters in Deutschland viel weiter nach Norden verbreitet war als jetzt. Doch muss hier wiederum vor allzu raschen Schlussfolgerungen gewarnt werden; denn die Pflege des Weinbaues ist von vielen Factoren auch nicht klimatischer Natur abhängig. Der Weinbau konnte sich so lange über ein weites Gebiet von Norddeutschland erstrecken, als man mehr auf die Blume der Weine sah und darüber die Süssigkeit vergass. Wir besitzen Berichte alter Chronisten, in welchen ausdrücklich hervorgehoben wird, dass in besonders heissen Jahren das Erzeugniss der Reben in der Provinz Preussen etwas weniger von seiner gewöhnlichen Säure gehabt habe. Offenbar spricht diese Notiz nicht für die Wärme des Klimas, sondern nur für die wenig wählerischen Zungen der deutschen Herren. Mit fortschreitender Verfeinerung der Zunge aber zog sich der Weinbau auf diejenigen Gebiete zurück, welche eine schmackhafte Frucht liefern. Die Werthlosigkeit saurer Weine war also die eigentliche Ursache, weshalb man den Weinbau späterhin an vielen Orten aufgab.

Auch die Picardie, Bretagne, Normandie und England hatten im Mittelalter grosse Rebenanpflanzungen; doch waren jene Trauben sicher nicht besser als die preussischen. Mit Recht bemerkt Martins [2]): Hat man im 13. Jahrhundert Krähen, Störche und Seeraben für Deli-

[1]) Les climats terrestres tels qu'on peut les déduire des observations faites dans divers siècles in: Annuaire pour l'an 1834 présenté au roi par le bureau des longitudes. Paris 1832. p. 202.

[2]) Des climats de la France in: Annuaire météorologique de la France pour 1850. Paris 1850. p. 111 sq.

catessen gehalten, warum soll man nicht auch sauren Wein mit Behagen getrunken haben? Ja, ein Schriftsteller des 13. Jahrhunderts, Henri d'Andely, sagt in seiner „Bataille des vins“ geradezu, alles Gewächs in England, Flandern und in Frankreich jenseits der Oise sei nichtswürdig [1]).

Ferner wissen wir genau, dass die Cultur der Orangenbäume in Roussillon und in der Provence, sowie bei Nizza und Genua seit dem Mittelalter bedeutend zurückgedrängt worden ist, weil die Früchte dieser Gegenden die Concurrenz mit denen aus Spanien und Sicilien nicht bestehen konnten. Wahrscheinlich verschwinden in den erstgenannten Gebieten die Citrushaine in späteren Zeiten fast ganz; würde dann jemand berechtigt sein, klimatische Aenderungen hierfür verantwortlich zu machen?

Endlich sei noch erwähnt, dass einige Alpengletscher jetzt weiter vordringen als ehemals, so der grosse Aletschgletscher, welcher jetzt einen Pass bedeckt, auf dem ehemals die Protestanten des Oberwallis ihre Kinder zur Taufe nach Grindelwald trugen [2]). Aber auch dieses Moment zwingt uns nicht zur Annahme einer secularen Variation des Klimas. Es sei hier daran erinnert, dass gleichzeitig in den Alpen auch einige Gletscher im Rückzug begriffen sind, so der Grindelwald-, Rhône-, Viescher-Gletscher u. a., ohne dass eine merkliche Temperaturveränderung dabei stattfindet. Es liegen hier demnach locale Ursachen zu Grunde, welche sich meist nur sehr schwer bestimmen lassen, da die Meereshöhe des unteren Gletscherendes von gar vielen zusammenwirkenden Ursachen abhängig ist.

Nach alledem ist wohl die Behauptung gerechtfertigt, dass die Wärmeverhältnisse der Atmosphäre innerhalb der historischen Zeit keine wesentlichen Wandelungen erfahren haben.

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 455.
[2]) E. E. Schmid, l. c. S. 457.

VIII. Die Winde.

Jede Luftbewegung ist Wind, also nicht bloss die in horizontaler Richtung erfolgende, auf welche der Volksmund den Begriff Wind beschränkt, sondern auch die auf- und abwärtssteigende. Die Erforschung der letzteren ist freilich zur Zeit noch eine sehr ungenügende, da sie sich der directen Beobachtung weit mehr entzieht als die erstere und meist nur an der Veränderung des Barometerstandes, sowie an eigenthümlichen Wolkenformen (Cumuluswolken) erkannt wird. Es sind darum hauptsächlich die horizontal wehenden Winde, mit denen wir uns hier zu beschäftigen haben.

Ihre Richtung bezeichnet man von jeher nach derjenigen Himmelsgegend, von welcher der Wind herkommt. Die Himmelsgegenden führen hierbei dieselben Namen wie auf dem Compass. Nach den vier Cardinalpunkten des Horizonts unterscheidet man daher zunächst Nord-, Ost-, Süd- und Westwind. Durch successive Halbirungen erhält man dann die vier Zwischenwinde: Nordost, Südost, Südwest, Nordwest, und hierauf Nordnordost, Ostnordost, Ostsüdost, Südsüdost, Südsüdwest, Westsüdwest, Westnordwest und Nordnordwest. Weitere Theilungen werden in der Meteorologie äusserst selten gebraucht.

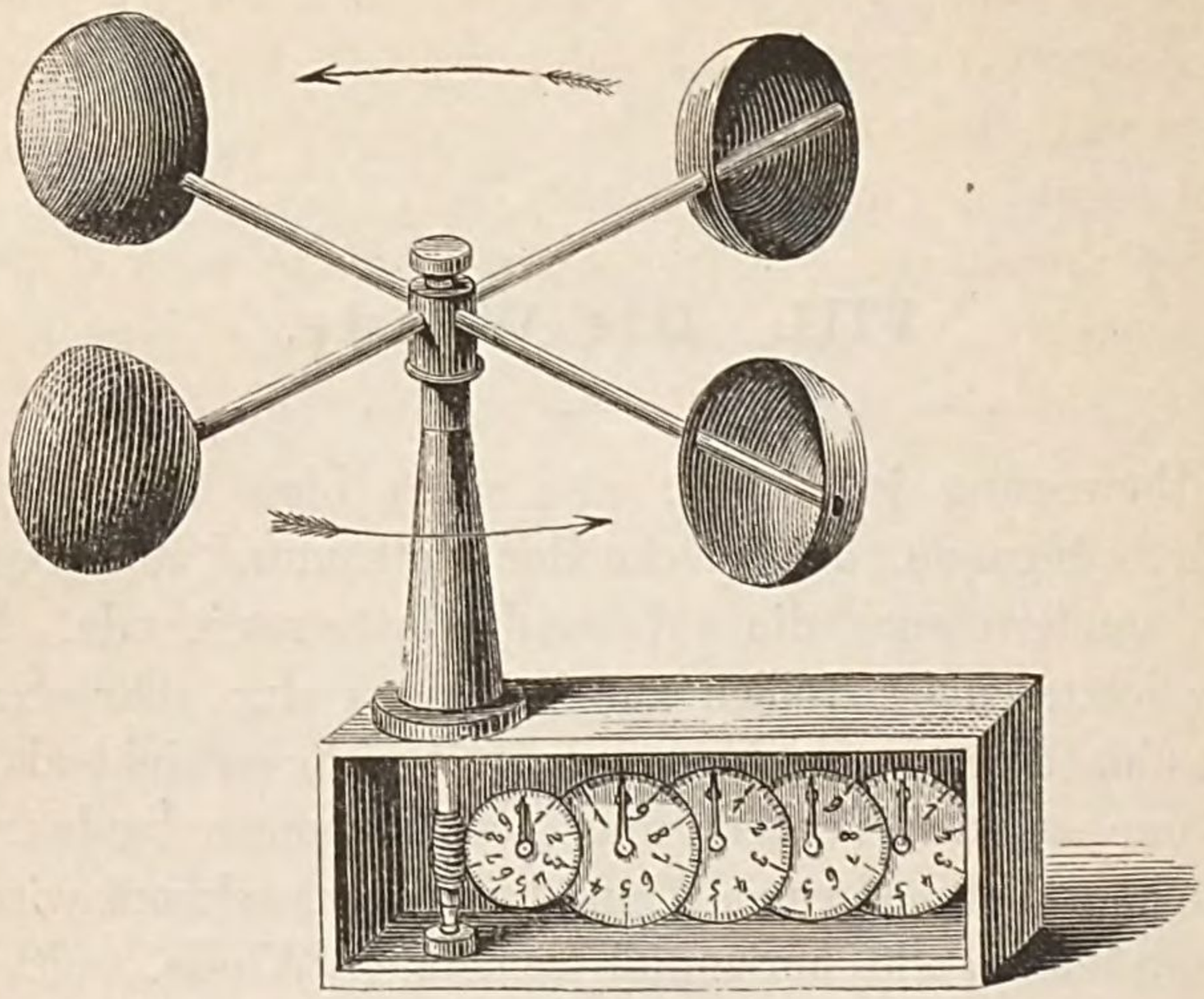
Zur Ermittelung der Windrichtung bedient man sich der Windfahne, welche möglichst frei angebracht und leicht drehbar sein muss. Ferner ist es ein unbedingtes Erforderniss, dass ihr Schwerpunkt in die Drehungsaxe fällt und diese völlig vertical steht, da sonst bei schwachem Winde die Fahne nach derjenigen Himmelsgegend zeigt oder vielmehr herabhängt, nach welcher die Axe geneigt ist.

Die Windrichtung in den oberen Luftregionen lässt sich häufig aus dem Fluge der Wolken ableiten; nicht selten ist sie derjenigen in den unteren Regionen völlig entgegengesetzt.

Die Geschwindigkeit des Windes wird mit Hilfe eines Anemometers oder Windmessers bestimmt. Dieses Instrument kann in verschiedener Weise construirt werden; Fig. 15 stellt Robinson's

Anemometer dar. Ein senkrechter, leicht drehbarer Stab trägt ein horizontales, rechtwinkliges, gleicharmiges Kreuz, an dessen Enden vier leichte, hohle Halbkugeln so befestigt sind, dass ihre gewölbten

Fig. 15.



Anemometer (Windmesser) [1]).

Flächen in Hinsicht auf die einzelnen Arme des Kreuzes nach einer Seite und zwar nach derjenigen gewandt sind, nach welcher sich das Kreuz bewegt. Woher auch der Wind wehen mag, so trifft er doch immer auf zwei Halbkugeln, von denen ihm die eine ihre hohle, die andere ihre gewölbte Fläche zukehrt. Da er nun auf die hohle Seite stärker wirkt als auf die gewölbte, an welcher er gleichsam abgleitet, so rotirt das Kreuz in der Weise, dass die gewölbte Seite der Halbkugeln vorangeht. Bei jeder Vierteldrehung des Kreuzes bietet das ganze System dem Winde dieselben Verhältnisse dar; daraus resultirt zugleich, dass es immer in gleichem Sinne fortschreitet, von welcher Himmelsgegend auch der Wind kommen mag. Durch Versuche hat man gefunden, dass der Mittelpunkt einer der Halbkugeln einen zwei- bis dreimal so kleinen Weg zurücklegt wie der Wind, welcher die treibende Kraft ausübt. Aus der Zahl der Umdrehungen lässt sich also die Geschwindigkeit des Windes berechnen. Um der Arbeit des directen Nachzählens überhoben zu sein, ist das untere Ende der senkrechten Axe mit einer endlosen Schraube versehen. Die Gänge der-

[1]) Aus H. Mohn's Grundzügen der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 134.

selben greifen in die Zähne eines Rades ein, so dass bei jeder vollen Umdrehung der Axe das Rad um einen Zahn vorwärts rückt. Besitzt also das Rad 50 Zähne, so sind 50 Umdrehungen der Axe nothwendig, bevor es eine einzige Umdrehung vollendet hat. Durch ein kleineres Zahnrad (Trieb), welches mit der Axe des Rades verbunden ist und etwa 10 Zähne hat, wird die Bewegung auf ein grösseres Rad mit c. 100 Zähnen übertragen, welches letztere sich natürlich 10 mal so langsam dreht, also auch erst eine Umdrehung vollzieht, während das erste 10 derselben macht. In ähnlicher Weise lassen sich noch mehrere Räder hinzufügen. Ein vor jedem Rade senkrecht stehender fester Zeiger belehrt uns jederzeit über die Anzahl der (numerirten) Zähne, welche ihn bereits passirt haben. Hieraus aber ergiebt sich, wie oft sich das erste Rad und auch das Kreuz gedreht hat und wie weit der Wind innerhalb der Beobachtungszeit gelangt ist. Vorausgesetzt z. B., dass der Mittelpunkt der Halbkugeln 0,5 Meter von der Drehungsaxe entfernt ist, so ist ihr Weg bei einer Umdrehung $= 2 \times 3{,}14 \times 0{,}5$ Meter oder 3,14 Meter, während der Wind in derselben Zeit eine dreimal so grosse Strecke, nämlich eine solche von 3,14 Metern $\times$ 3 = 9,42 Metern durchläuft. Hat das erste Rad 50 Zähne, so entspricht der ersten Umdrehung desselben ein Windweg von 9,42 Metern $\times$ 50 = 471 Metern, der ersten Umdrehung des zweiten Rades (nach der oben angenommenen Zahl der Zähne) ein Windweg von 4710 Metern, der ersten Umdrehung des dritten ein Windweg von 47 100 Metern etc. Man hat daher nur den Stand der verschiedenen Räder am Anfang und Ende eines gewissen Zeitraums zu notiren, um dann aus der Zahl der Umdrehungen durch eine einfache Multiplication zu ermitteln, wie weit der Wind innerhalb dieses Zeitraumes vorwärts drang, worauf sich ja leicht berechnen lässt, mit welcher durchschnittlichen Geschwindigkeit er während einer beliebigen Zeiteinheit (Stunde, Minute, Secunde) seinen Pfad durcheilte.

Der Druck des Windes wird am besten durch eine der Windseite zugekehrte Platte gemessen, hinter welcher sich mehrere Gegendruck leistende Federn befinden. Das Mass, in welchem sie zusammengepresst werden, lässt uns die Grösse des Winddruckes erkennen. Gewöhnlich wird derselbe in Kilogrammen für den Quadratmeter angegeben. Zahlreiche vergleichende Versuche haben zu dem Resultate geführt, dass der Druck des Windes dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional ist. Beträgt z. B. die Geschwindigkeit des Windes 7 Meter in der Secunde, so übt er einen Druck von c. 6 Kilogrammen auf den Quadratmeter aus; eine doppelt so grosse Windbewegung aber (also von 14 Metern in der Secunde) bewirkt einen 4 mal so grossen Druck, nämlich von c. 24 Kilogrammen auf den Quadratmeter.

Um so kostspielige Instrumente, wie es die Apparate zur Messung des Druckes und der Geschwindigkeit des Windes sind, entbehren zu können, bedient man sich nicht selten eines viel einfacheren, allerdings auch nicht so correcten Verfahrens zur Feststellung der Windstärke: man schätzt dieselbe nach gewissen, fast überall in der Natur zu beobachtenden Vorgängen, insbesondere nach den Bewegungen, welche die verschiedenen Theile des Baumes zeigen. Die gewöhnlichste Scala der Windstärke, welche sich auf derartige Verhältnisse gründet, ist folgende [1]):

	Windstärke.	Geschwindigkeit des Windes.	Winddruck.	Wirkungen des Windes.
	0 — 6	Meter in der Secunde.	Kilogramm auf den Quadratmeter.	
0	Stille	0 bis 0,5 [2])	0 bis 0,15	Der Rauch steigt gerade oder fast gerade empor.
1	Schwach	0,5—4	0,15—1,87	Für das Gefühl merkbar, bewegt einen Wimpel.
2	Mässig	4—7	1,87—5,96	Streckt einen Wimpel, bewegt die Blätter der Bäume.
3	Frisch	7—11	5,96—15,27	Bewegt die Zweige der Bäume.
4	Stark	11—17	15,27—34,35	Bewegt grosse Zweige u. schwächere Stämme.
5	Sturm	17—28	34,35—95,4	Die ganzen Bäume werden bewegt.
6	Orkan	über 28	über 95,4	Zerstörende Wirkungen.

Für den Seemann ist natürlich diese Scala unbrauchbar; dagegen bieten ihm die Geschwindigkeit und die Segelführung eines Schiffes Mittel genug, die Windstärke in ähnlicher Weise zu bestimmen.

Richtung und Stärke des Windes wechseln nach Ort und Zeit ausserordentlich. Bergländer mit einem manigfaltig gegliederten Relief hemmen die freie Entwicklung des Windes. Häufig hat hier der Wind in den unteren Regionen dieselbe Richtung wie die Thäler, weshalb oft schon an Nachbarorten Richtung und zugleich auch Stärke des Windes keinerlei Uebereinstimmung darbieten. Im allgemeinen ermattet die Kraft des Windes in den niederen Theilen des Gebirges. Auf weiten Ebenen sind die Winde viel gleichmässiger und regel-

[1]) H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 138.

[2]) Wir glauben in der That oft im Freien Windstille zu beobachten, während die Geschwindigkeit der Luftströmung einen halben Meter in der Secunde beträgt.

mässiger; auch ist ihre Geschwindigkeit hier durchweg grösser als in den Gebirgen, wird aber noch übertroffen durch die Schnelligkeit der Winde auf offener See, wo sich ja fast keinerlei Hindernisse ihnen entgegenstellen. So ist nach H. Mohn[1]) die durchschnittliche Windstärke das Jahr über an der norwegischen Küste 2,5 bis 3 Meter, in Bergen 2,1, in Christiania 1,4 und bei Dombaas auf dem Dovrefjeld nur 0,9 Meter in der Secunde. Ferner hat man in Yarmouth an der Ostküste England's beobachtet, dass der von Ost kommende Seewind im Mittel eine doppelt so grosse Geschwindigkeit besitzt als der von West her blasende Landwind, obwohl die Uferlandschaften ziemlich flach sind. Dieser Gegensatz verschwindet indess gar bald, wenn man sich auf's Meer begiebt; denn bereits auf dem $^1/_2$ geographische Meile ostwärts sich befindenden Leuchtschiffe treten Ost- und Westwind mit gleicher Stärke auf.

Prallt ein Wind senkrecht gegen eine gut geschlossene Gebirgsmauer, so wird er gezwungen, an den Abhängen des Gebirges emporzusteigen, und die an der Leeseite, also gewissermassen im Windschatten gelegenen Abhänge haben dann Windstille. Nur am Rande dieser geschützten Zone entfalten sich schwächere rücklaufende Strömungen, die sich recht passend vergleichen lassen mit der Rückströmung an der hinteren Seite eines Strompfeilers. Sie dienen offenbar zur Ausfüllung der an der Rückseite nothwendig entstehenden Leere. Mühry[2]) bezeichnet diesen Vorgang als „Circumtraction des Windes".

Da der Wind an der unebenen Erdoberfläche und selbst noch über dem unablässig wogenden Meere eine Hemmung erleidet, welche in höheren Luftregionen völlig verschwindet, so ist die Bewegung des Windes naturgemäss auf den Höhen durchgängig eine viel schnellere und kräftigere. Deutliche Zeugnisse hierfür sind, abgesehen von directen Messungen, der selbst bei ruhigem Wetter oft zu bemerkende rasche Flug der Wolken und der starke Luftzug auf den Spitzen isolirt sich erhebender Berge.

Die Windstärke ist jedoch nicht bloss örtlichen, sondern auch zeitlichen (täglichen und jährlichen) Schwankungen unterworfen. Schon Kämtz[3]) hatte die tägliche Periode erkannt; sie erhielt einen genaueren Ausdruck durch die Beobachtungen und Berechnungen Osler's in Birmingham[4]), Quetelet's in Brüssel[5]) und Gräger's in

[1]) l. c. S. 140 f.

[2]) Vgl. Mühry in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. II (1867), S. 541—543. Bd. VI (1871), S. 362—366. 375—378.

[3]) Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1831. Bd. I, S. 217.

[4]) Report of the British Association for the advancement of science 1840. London 1841. p. 347.

[5]) Nouveaux mémoires de l'acad. etc. de Bruxelles. Tome XVII (1844), p. 43.

Mühlhausen am Eichsfeld [1]). Die auf Grund jener Beobachtungen zusammen gestellten Tabellen belehren uns, dass die Windstärke im allgemeinen mit der Intensität der Sonnenstrahlung wächst und abnimmt. Sie erreicht ihr Maximum kurz nach Mittag, ihr Minimum um Sonnenaufgang. Von Sonnenuntergang bis Sonnenaufgang bleibt sie ziemlich constant und ist nur $^3/_8$- bis $^2/_3$ mal so gross als gegen Mittag. So beträgt beispielsweise in Birmingham der mittlere jährliche Winddruck auf eine Fläche von 1 engl. Quadratfuss um 3 Uhr Nachts 108,5, um 1 Uhr Mittags aber 295,6 engl. Pfund, und für Mühlhausen ist die mittlere jährliche Geschwindigkeit des Windes Vormittags 9 Uhr = 3,73 Meter in der Secunde, Nachmittags 1 Uhr hingegen 5,00 Meter. Neuere Untersuchungen in England haben ergeben, dass daselbst im Jahresmittel die Geschwindigkeit des Windes von Mitternacht (11,03 engl. Meilen [2]) in der Stunde oder 4,93 Meter in der Secunde) bis Nachmittags 3 Uhr (15,11 engl. Meilen in der Stunde oder 6,75 Meter in der Secunde) sich steigert, um von da ab stetig wieder bis Mitternacht zu sinken [3]).

Auch in den verschiedenen Jahreszeiten scheint der Wind eine verschiedene Energie zu entfalten. Mehrjährige Aufzeichnungen in England führten zu dem Resultate, dass die mittlere Geschwindigkeit des Windes in der Stunde sich belief

im Winter auf . . .	15,6	engl.	Meilen,
im Frühling auf . . .	15,1	„	„
im Sommer auf . . .	11,8	„	„
im Herbst auf . . .	11,5	„	„ [4]).

Es sind also Winter und Frühling ungleich stürmischer als Sommer und Herbst. Die durchschnittliche Geschwindigkeit war gleich 12,61 engl. Meilen in der Stunde. Der Maximalwerth der Windschnelligkeit dürfte in unseren Breiten kaum 72 engl. Meilen (116 Kilometer) in der Stunde überschreiten; diese Stärke hatte nach den Beobachtungen auf dem Observatorium zu Glasgow der Orkan, welchem die grosse Eisenbahnbrücke bei Dundee am 28. December 1879 zum Opfer fiel. Fügen wir dem noch hinzu, dass englische Schnellzüge in der Stunde einen Weg von 60 engl. Meilen (96,5 Kilometer oder 13,0 geogr. Meilen) zurücklegen, so dürfen wir auch sagen, dass in unseren Breiten selbst von starken Stürmen bewegte Lufttheilchen von einem Eilzuge überholt werden könnten; nur der Orkan braust noch rascher

[1]) Poggendorff's Annalen, Bd. LXII (1844), S. 393.
[2]) 1 engl. Meile = 1609,3 Meter.
[3]) H. W. Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1869. Bd. II, S. 12.
[4]) l. c. S. 11 f.

dahin als dieser. Verglichen mit der Rotationsgeschwindigkeit der Erde am Aequator (225 geogr. Meilen in der Stunde) ist die Schnelligkeit der Luftbewegung selbst bei Orkan (13 geogr. Meilen in der Stunde oder $32^2/_9$ Meter in der Secunde) eine äusserst geringe.

Die durchschnittliche Geschwindigkeit des Windes ist nur für wenige Orte der Erde anemometrisch bestimmt. Sie beträgt für eine Stunde

in Toronto (Canada)	8,98	engl. Meilen,	
„ Philadelphia	6,39	„	„
„ Sturbington (England) . . .	15,56	„	„
„ Devonport	21,48	„	„
„ Greenwich	20,15	„	„ [1])

Viel mächtiger und verheerender als in unseren Breiten treten die Orkane in der tropischen Zone auf, und es könnte demnach scheinen, wie früher auch thatsächlich vielfach angenommen wurde, als ob die Polargebiete niemals von so mächtigen Stürmen heimgesucht würden wie unsere Breiten. Dies wäre jedoch, wie wir aus der Geschichte der zweiten deutschen Polarfahrt wissen, durchaus nicht richtig [2]). Am 16. bis 20. December 1869 hatten nämlich die deutschen Polarreisenden mit einem 103 Stunden lang anhaltenden, wüthenden Orkan zu kämpfen. Da er in der Stunde eine mittlere Geschwindigkeit von 60 Seemeilen (= 15 geogr. Meilen) besass, so konnte er, wenn er in gerader Linie nach Süden seinen Weg fortgesetzt hätte, innerhalb jener Zeit die Breite des Südendes von Afrika erreichen, also mehr als ein Viertel des Erdumfangs durchlaufen. Bei einer Geschwindigkeit des Windes von 67 bis 68 Seemeilen in der Stunde (35 Meter in der Secunde) wagte man noch, an's Land zu gehen. Zu Zeiten konnte man das Anemometer gar nicht mehr ablesen; ohne Zweifel war die Geschwindigkeit auf 70 bis 75 engl. Meilen gestiegen.

Die Entstehung des Windes wie überhaupt eines Luftcirculationssystems lässt sich am besten erläutern, wenn man im Winter ein geheiztes Zimmer ein wenig öffnet und sich mit einer brennenden Kerze dem Spalt naht. Bringt man die Kerze an das obere Ende des Spalts, so wird die Flamme nach aussen, d. i. nach dem kälteren Corridor hin umgebogen. Indem man die Kerze weiter nach unten rückt, verliert die Flamme ihre seitliche Neigung mehr und mehr; in der Mitte des Spalts stellt sie sich senkrecht; endlich strebt sie mit ihrer Spitze

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 538 nach Coffin, Winds of the northern hemisphere. Washington city, published by the Smithsonian Institution. New-York 1853. p. 173. 177. 180—182.

[2]) Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig 1874. Bd. I, Abth. 2, S. 428 f. 437 f.

nach dem Zimmer hin und zwar um so mehr, je weiter man sich dem unteren Ende des Spalts nähert. Diese Veränderung der Flammenrichtung ist offenbar die Folge einer Luftcirculation, deren Deutung keinerlei Schwierigkeiten bereitet.

Im Zimmer befindet sich warme, also relativ leichte, auf dem Corridor kalte, somit relativ schwere Luft. Sobald nun das Zimmer geöffnet wird, dringen die beiden ungleich schweren Luftarten gegenseitig in einander ein, da kältere und somit dichtere Luft neben wärmerer und deshalb weniger dichten nicht in gleichem Niveau ruhen kann. Dabei bewegt sich die kältere Luft des Corridors als die schwerere unmittelbar über der Schwelle nach dem Zimmer zu, während die warme Luft des Zimmers als die leichtere oben nach dem Corridor hin abzieht. In der Mitte des Spalts neutralisiren sich beide Luftströmungen, denen die Flamme stets gehorchte.

Wie hier im Kleinen, so werden in der Natur überall die Luftströmungen hervorgerufen durch Wärme- und — was gewöhnlich eng damit verbunden ist — durch Schwereunterschiede der Luft. Besteht irgendwo kalte und warme, d. i. schwere und leichte Luft neben einander, so sucht sich die erstere am Boden, die letztere in der Höhe auszubreiten. In stärker erwärmten Gegenden steigt die durch die Wärme ausgedehnte und daher leichter gewordene Luft empor, um oben nach kälteren Gebieten abzufliessen und zugleich der unten seitwärts herbeiziehenden relativ kalten und schweren Luft das Feld zu räumen.

Hängt die Entwicklung der Winde so innig mit den Temperaturverhältnissen zusammen, so darf man schon im voraus vermuthen, dass, falls irgendwo über zwei Nachbarräumen innerhalb einer täglichen oder jährlichen Periode eine Temperaturungleichheit bald zu Gunsten des einen und bald zu Gunsten des anderen Raumes eintritt, auch der Wind einer entsprechenden täglichen, resp. jährlichen Periode unterliegt. In der That existiren derartige periodische Winde.

Die tägliche Periode in der Richtung und zugleich in der Stärke des Windes zeigt sich vor allem in der tropischen Zone an den Ufern des Meeres in dem regelmässig wechselnden Land- und Seewind. Sie werden dadurch erzeugt, dass die Temperatur der Landoberfläche viel grösseren Schwankungen unterworfen ist als diejenige der Meeresoberfläche, was natürlich auch von der Luft über beiden gilt. Windstille herrscht, so lange die Temperaturen über Land und Meer dieselben sind. Durch eine kräftige Sonnenstrahlung wird das Land und somit auch die über ihm lagernde Luft relativ stark erwärmt; in Folge thermischer Auflockerung steigt daher über dem Lande ein Strom erhitzter Luft senkrecht empor. Gleichzeitig aber setzt die Seebrise

ein, welche vom Meere nach dem Lande hin bläst, also von dem Gebiete kälterer, schwererer Luft nach demjenigen thermisch aufgelockerter Luft. Dieser Strömung entspricht natürlich in den oberen Luftregionen ein gerade umgekehrt, also vom Land nach dem Meere wehender Wind. Die Intensität des Seewindes ist nicht immer dieselbe; sie wächst bis zu dem Zeitpunkte, in welchem der Temperaturunterschied zwischen Land und See am grössten ist und vermindert sich dann allmählich, bis sich über Land und See annähernd gleiche Temperaturen vorfinden; damit wird eine kurze Periode der Windstille eingeleitet. Gewöhnlich fangen die Seewinde Vormittags 9 Uhr als sanfte, kaum wahrnehmbare Brisen an, die allmählich an Frische gewinnen, von 12 oder 1 Uhr ab bis 3 Uhr am kräftigsten sind und gegen Nachmittag 5 Uhr ihre Thätigkeit ganz einstellen. Auch hier bestätigt sich, was oben (cf. S. 208) bereits in allgemeinerer Form gesagt wurde, dass der Wind gegen Abend ermattet; in unserem Falle schlummert er völlig ein.

Da das Land, sobald die Sonnenstrahlung aufgehört hat, rascher erkaltet als das Meer, so sinkt auch die Temperatur der Luft über dem Land vergleichsweise tiefer herab, und nun beginnt der Landwind seine Thätigkeit, während in den oberen Luftregionen eine Compensationsströmung von dem Meere nach dem Lande gerichtet ist. Die Zeit, während welcher Landwinde wehen, lässt sich nicht bestimmt angeben. Sie erheben sich zwischen 6 und 12 Uhr Nachmittags und endigen zwischen 6 und 10 Uhr Vormittags. In der Nähe von Vorgebirgen und Landzungen ist der Seewind stärker, tritt früher ein und hört später auf; an tief eindringenden Golfen hingegen gilt dies von den Landwinden. Letztere sind oft ziemlich weit im Innern des Landes noch bemerkbar, erstrecken sich aber seewärts kaum 3 bis 4 englische Meilen weit. Für die Küstenschifffahrt sind Land- und Seewind selbstverständlich von namhafter Bedeutung.

Innerhalb der tropischen Zone, wo die Winde in vielen Gegenden das ganze Jahr hindurch aus Osten (Nordosten oder Südosten) kommen, wie im Atlantischen und Stillen Ocean und im südlichen Theile des Indischen Oceans, oder im Sommerhalbjahr aus Südwesten, im Winterhalbjahr aus Nordosten wehen, wie im nördlichen Theile des letztgenannten Weltmeeres, werden Land- und Seewind theils gestärkt, theils geschwächt. Im Gebiet der Passate sind an den Ostküsten der Inseln und Festländer die Seewinde weit kräftiger als die Landwinde, während an den Westküsten umgekehrt die Landwinde dominiren. In der Region der Monsune erfahren an jeder Küste in den beiden Jahreshälften abwechselnd Land- und Seewind eine Kräftigung, resp. Hemmung. Zugleich werden sie daselbst durch die übrigen Luftströmungen mehr oder minder abgelenkt; daher schneiden hier Land-

und Seewind bisweilen nicht im rechten, sondern im schrägen Winkel die Küste. Oft sind sie nur im Stande, die herrschenden Winde ein wenig zu stören oder werden von diesen wohl gar gänzlich unterdrückt.

In nördlichen Breiten, wo sich die Unterschiede zwischen Tages- und Nachttemperatur bedeutend vermindern, gehören Land- und Seewind zu den selteneren Erscheinungen. Doch werden sie noch beobachtet auf Teneriffa [1]), in Nordafrika bei Tunis [2]) und in Südeuropa an den Küsten Italien's und auf Creta [3]). Für Holland, Russland (Petersburg) und selbst Grönland ist wenigstens die Tendenz zur Bildung dieser Winde nachgewiesen worden; denn es hat sich gezeigt, dass während des Tages Küstenlinie und Windrichtung sich mehr einem rechten Winkel nähern als während der Nacht [4]). Sogar an den Ufern grösserer Binnenseen hat man Land- und Seewinde wahrgenommen, nämlich am Garda- und Bodensee, sowie am Eriesee. Wir erkennen hieraus, dass, wenn irgendwo eine örtliche Auflockerung der Luft durch stärkere Erwärmung eintritt, sofort eine locale Umbiegung der Windströmung hervorgerufen wird, selbst wenn die letztere eine relativ kräftige und weit verbreitete sein sollte.

Als Land- und Seewinde in grossem Style, welche jedoch nicht in täglichen, sondern in jährlichen Perioden wechseln, können wir auch die Monsune (von dem altarabischen Mausim, d. h. Jahreszeit) betrachten. Ihr Schauplatz ist vor allem der nördliche Theil des Indischen Oceans, die China- und Java-See und der anliegende Theil des Stillen Oceans.

Ueber dem nordhemisphärischen Gebiet des Indischen Oceans und dem Meeresraum zwischen Hinterindien und Japan entwickeln sich die Monsune in folgender Weise. Während der südlichen Declination der Sonne, also während unseres Winters weht dort, wie auch anderwärts in der Nordhälfte der tropischen Zone, der Nordostwind. Gegen Ausgang März und Anfang April wird derselbe verdrängt durch den Südwestwind, welcher von diesem Zeitpunkte an ein halbes Jahr lang, also bis October herrschend bleibt. Um diese Zeit erneut sich das Ringen der beiden Winde und endet schliesslich mit dem Siege des Nordost, welcher sich nun wieder ein halbes Jahr behauptet. Uebrigens beginnt der Kampf zwischen beiden Monsunen nicht mit einem Male auf der ganzen Linie, sondern er setzt stets im Norden ein und schreitet nach

[1]) Leopold v. Buch, Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825. S. 15.

[2]) Falbe in Poggendorff's Annalen, Bd. XIV (1828), S. 625.

[3]) Sieber, Reise nach der Insel Creta. Leipzig und Sorau 1823. Bd. II, S. 30. Brandes, Beiträge zur Witterungskunde. Leipzig 1820. S. 135.

[4]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 497.

Süd allmählich weiter fort. Während zwischen dem 22. und 20. Grad n. Br. schon im Februar die beiden Munsune gleich mächtig einander gegenüber stehen und der Südwest Anfang März bereits der stärkere ist, gelangt dieser zwischen dem 20. und 15. Grad n. Br. erst Ende März und weiter südwärts in der Mitte und gegen Ende April zur Geltung. Dementsprechend weicht der Südwest zwischen dem 22. und 15. Grad n. Br. schon in der Mitte October, zwischen dem 15. und 5. Grad n. Br. Ende October und Anfang November und in den südlichsten Gebieten erst Mitte December. Somit theilen sich die Monsune nicht ganz gleichmässig in die beiden Jahreshälften, sondern der Südwestmonsun weht im allgemeinen gegen 7 Monate, der Nordostmonsun hingegen nur 5 Monate [1]). In der Nähe des Aequators verlieren beide bedeutend an Energie und entwickeln sich auch nur während eines kürzeren Zeitraumes.

Für die Entfaltung der Monsune im Indischen Ocean ist in erster Linie die Lage und Configuration des asiatischen Continents massgebend. Während der Wintermonate erhebt sich die Sonne am höchsten über dem südlichen Theile der Tropen. Es ist daher die Zone höchster Wasser- und Luftwärme einige Grade südlich vom Aequator zu suchen, in dessen Nähe zugleich auch ein Gebiet relativ geringen Luftdruckes sich vorfindet (vgl. hierzu Fig. 7 und 12). Gleichzeitig erreicht über dem im Winter stark erkalteten asiatischen Continent der Luftdruck den ungewöhnlich hohen Werth von 775 Millimetern. Es ist demnach zu erwarten, dass über dem nördlichen Theil des Indischen Oceans durch die unteren Luftschichten ein Strom von Nord nach Süd seinen Weg nimmt, während ein anderer in den oberen Regionen polwärts wandert. Wenn die Sonne jedoch im Sommer über der nördlichen Halbkugel weilt, steigert sich die Hitze über den grossen Ländermassen Asien's in ausserordentlicher Weise; zugleich aber sinkt hier der Luftdruck bis unter 748 Millimeter herab, während der Luftdruck am Aequator ebenso wie im Winter unverändert den Werth von c. 760 Millimetern aufweist. Die Auflockerung der Luft über dem asiatischen Continent aber bewirkt nothwendig einen Zuzug der Luft aus den Gebieten relativ hohen Luftdruckes am Aequator; sie veranlasst also einen Südwind, während in den oberen Regionen eine Strömung nach Süden führt.

Die thatsächlichen Verhältnisse stimmen nicht ganz mit der obigen Darlegung überein, weil dabei die Rotation der Erde ausser Betracht gelassen worden ist. Jeder Körper nämlich, welchem eine Bewegung

[1]) Vgl. die Windtabelle in M. F. Maury, Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. p. 368.

mitgetheilt worden ist, bewahrt nach dem sogenannten Gesetz der Trägheit die Richtung und Grösse dieser Bewegung so lange, als nicht irgend welche Hindernisse ihm in den Weg treten. Nun rotirt mit der Erde auch ihre atmosphärische Hülle; die Luftmassen am Aequator beschreiben demnach ebenso wie jeder feste Punkt daselbst täglich einen Weg von 5400 geogr. Meilen. Die durch die Erdrotation erzeugte Bewegungsgeschwindigkeit eines Körpers an der Erdoberfläche, also auch jedes Lufttheilchens, beträgt in der Secunde

für	0° Br.	464	Meter
für	20° „	436	„
für	40° „	355	„
für	60° „	232	„
für	80° „	81	„
für	90° „	0	„

Vermöchten wir also ein Lufttheilchen mit der ihm inne wohnenden Bewegungsgeschwindigkeit vom 20.° Br. direct nach dem Aequator zu bringen, so würde es hier, da sich die Erde von West nach Ost um ihre Axe dreht, in der Secunde 464 — 436 = 28 Meter nach West zurückbleiben, d. h. es würde die Rolle eines ausserordentlich kräftigen Ostwindes spielen. Geht der Wind jedoch polwärts, gelangt er somit nach Breiten geringerer Drehungsgeschwindigkeit, so erfolgt eine Ablenkung in umgekehrtem Sinne. Ein plötzlich vom Aequator nach dem 20. Breitengrad versetztes Lufttheilchen würde dort in der Richtung der Erdbewegung, also von West nach Ost, um 28 Meter in der Secunde vorauseilen, d. h. es würde als ein Westwind bemerkt werden, der eine Geschwindigkeit von 28 Meter besässe.

Aus alledem ergiebt sich, dass die Polarströme auf der nördlichen Halbkugel zu Nordost-, auf der südlichen zu Südostwinden werden, während die Aequatorialströme ihnen gerade entgegenwehen, also Südwestwinde auf der nördlichen und Nordwestwinde auf der südlichen Halbkugel sind [1]). Da die indischen Monsune der nördlichen Halbkugel angehören, so müssen nothwendig ihre sommerlichen Seewinde zu Südwest- und ihre winterlichen Nordwinde zu Nordostströmungen werden. In den oberen Luftregionen herrscht hier natürlich stets ein

[1]) Wir bedienen uns der von Dove eingeführten Ausdrücke „Aequatorialstrom“ und „Polarstrom“, weil sie jetzt allgemein gebraucht werden, bleiben uns jedoch dabei bewusst, dass sie streng genommen nicht ganz richtig sind; denn unsere warmen Südwestwinde kommen keineswegs von dem Aequator, sondern von der Polargrenze des Passats, und ebenso wenig ist der Pol der Ausgangspunkt unserer Nordostwinde. Vgl. A. Wojeikof, Die atmosphärische Circulation (Ergänzungsheft Nr. 38 zu Petermann's Mittheilungen 1874). S. 3.

Wind, der dem in den unteren Regionen beobachteten diametral entgegen läuft.

Das wichtigste Monsungebiet auf der südlichen Hemisphäre ist die südliche Hälfte der Inselflur zwischen Asien und Australien sammt einem kleineren Meeresraume westwärts und einem grösseren ostwärts davon. Hier tritt das australische Wärmecentrum in den Vordergrund. Zur Zeit der südhemisphärischen Sommermonate (November bis April) bläst über die Molukken und Neu-Guinea hinweg, sowie weiter südund ostwärts der Nordwestmonsun, da die Auflockerungsstelle in diesem Halbjahre auf dem australischen Continente liegt; vom April bis November hingegen wandert die Aspiration mit dem Zenithstande der Sonne nach Norden und bewirkt das Wehen des Südostmonsuns (vgl. hierzu Fig. 7 und 8).

Wenn man übrigens von Monsunen der westafrikanischen, der mexicanischen, argentinischen und chilenischen Küste spricht, so ist das die Uebertragung eines Namens, der grossen Verhältnissen entnommen ist, auf kleinere. Ein zweimaliger Wechsel des Windes innerhalb der jährlichen Periode findet in der That auch an den genannten Küsten statt.

Die Monsune treffen wir nur auf denjenigen tropischen und subtropischen Gebieten, über welchen in Folge einer eigenthümlichen Vertheilung von Land und Wasser die Auflockerung der Atmosphäre durch die Solstitialbewegung der Sonne eine namhafte Verschiebung nach Nord und Süd erfährt. Wo hingegen die Aequatorialzone gleichmässig oder wenigstens vorwiegend vom Meere bedeckt ist, besteht das ganze Jahr hindurch in der Nähe des Aequators eine Zone relativ bedeutender Erwärmung; hier steigen also stets erhitzte Luftmassen empor, und in den luftverdünnten Raum brechen ebenso beständig kältere Luftströmungen von Nord und Süd ein. Würde die Erde in Ruhe verharren, so wären dies reine Nord- und Südwinde; da jedoch die Erde um ihre Axe rotirt und jene Winde aus höheren Breiten kommen, so haben die von ihnen herbeigeführten Luftmassen eine kleinere Drehungsgeschwindigkeit als die Breitenkreise, nach welchen dieselben getrieben werden; sie werden also zu Nordostwinden auf der nördlichen, zu Südostwinden auf der südlichen Halbkugel (vgl. S. 213 f.). Diese Winde sind die Passate (die trade-winds, d. i. Handelswinde der Engländer, die vents alizés oder einförmigen Winde der Franzosen). Innerhalb der Passate ist bei der jahraus jahrein gleichmässigen Luftströmung (Stürme und Windstillen sind fast völlig ausgeschlossen) die Schifffahrt so leicht und wegen der fast beständigen Klarheit des Himmels, den nur selten leichte Wölkchen bedecken, so anmuthig, dass die Spanier das von ihnen zuerst gekannte Passatgebiet des nordatlantischen Oceans

el golfo de las damas (Meer der Frauen) nannten. Jener äquatoriale Gürtel, innerhalb welches die Luft in steter Ascension begriffen ist, wo also horizontal wehende Winde fast gänzlich fehlen, heisst der Calmengürtel. Er scheidet das Gebiet des Nordostpassats von dem des Südostpassats. Wie die Calmen, so entwickeln sich auch die Passate in normaler Weise nur über den weiten oceanischen Flächen; auf dem Festlande erleiden sie ansehnliche Störungen, welche sich in der Nähe grösserer Ländermassen häufig sogar weit in die oceanischen Gebiete hinaus erstrecken.

Es sei hierbei erwähnt, dass bereits Halley[1]) im Jahre 1685, freilich ohne Erfolg, die östliche Ablenkung des Passats auf mechanische Principien zu gründen versucht hatte; doch gelang dies eigentlich erst George Hadley im Jahre 1735. Die constant bleibende Ursache aber, welche das Zuströmen der Winde von beiden Erdhälften nach dem Aequator hin veranlasst, nämlich das Aufsteigen der Luft im Calmengürtel, hat A. v. Humboldt nachgewiesen[2]).

Fragen wir uns nun, wohin die in dem Calmengürtel emporgedrungene Luft kommt, so lautet die Antwort: Sie fliesst in den oberen Luftregionen polwärts, obwohl nicht genau nach Norden und nach Süden, sondern, durch die Rotation der Erde abgelenkt, nach Nordosten auf der nördlichen, nach Südosten auf der südlichen Halbkugel. Die den Passaten gerade entgegengesetzten oberen Winde bezeichnet man als Antipassate. Wir müssen die Existenz derselben schon deshalb fordern, weil sonst der beständige Luftzufluss aus den polaren Gebieten nicht erklärt werden könnte; wir besitzen jedoch auch zahlreiche directe Zeugnisse hierfür.

Am frühesten wurden die Antipassate an den polaren Rändern der Passate beobachtet, wo sie ja in viel tiefere Schichten herabgelangen als inmitten der Passatzonen. Schon Leopold v. Buch[3]) berichtet uns, dass der Gipfel des Pic de Teyde auf Teneriffa (3711 Meter hoch, unter dem 28. Grad n. Br. gelegen) stets in die Strömung des Antipassats hinaufragt, obwohl tiefer unten Nordostwinde während der meisten Monate vorherrschend sind. Sobald die Sonne in die südlichen Zeichen tritt, schwebt der Westwind allmählich am Abhang des Berges herab; im October hüllen bereits Wolken den Pic ein, die sich allmählich immer tiefer senken und zwar bis zur Küste herab, wo sie

[1]) Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. XVI (1686), p. 153 sq.

[2]) H. W. Dove in A. v. Humboldt, eine wissenschaftliche Biographie. Herausgeg. von Karl Bruhns. Leipzig 1872. Bd. III, S. 92 f.

[3]) Physikalische Beschreibung der canarischen Inseln. Berlin 1825. S. 68 ff.

sich dann eine längere Zeit behaupten. Aehnliche Wahrnehmungen machte Goodrich auf dem 4253 Meter hohen Mauna Kea, der ebenso wie der Pic de Teyde an der Nordgrenze des Nordostpassats sich erhebt. Er fand in den oberen Regionen Südwestwind, während in den unteren der Nordost wehete [1]).

Ein weiterer Beleg für das Vorhandensein der Antipassate sind die kleinen leichten Passatwölkchen, die zwar nur sehr langsam sich bewegen, aber entschieden nach Ost und nicht nach West hin ziehen, also offenbar dem Passat zuwiderlaufen. Ferner haben wir hinzuweisen auf den sogenannten Passatstaub. Nach Ehrenberg's Untersuchungen ist der an den Ufern des Atlantischen Oceans und des Mittelländischen Meeres gefallene Passatstaub nichts anderes als eine zahllose Menge kieselartiger Infusorien aus den Llanos Südamerika's, welche demnach in die Höhe gewirbelt und durch eine Strömung in den oberen Luftregionen über den Atlantischen Ocean bis an die Gestade Europa's geführt worden sein müssen [2]).

Diejenigen Windfahnen, die uns die Existenz des Antipassats am deutlichsten anzeigen, sind unzweifelhaft die Aschenwolken, welche hohe Vulcane der tropischen Zone entsenden. So überschüttete im Jahre 1812 der Vulcan von St. Vincent (unter $13^1/_3$ Grad n. Br., 1466 Meter hoch) mit seinen Aschemassen die ostwärts gelegene Insel Barbadoes. Sie konnten nur von dem Antipassat dahin getragen werden, da in den unteren Luftschichten der Wind die entgegengesetzte Richtung hatte [3]). Noch bemerkenswerther ist folgendes Beispiel [4]). Im Januar 1835 hatte der Vulcan Coseguina an der Fonseca-Bay (Centralamerika) einen Ausbruch. Ein Theil der von ihm in reicher Menge empor geschleuderten Aschen sank bei Truxillo an den Küsten des Golfs von Honduras zu Boden; andere Aschemassen aber wurden bis nach Kingston (Jamaica), also über 170 geogr. Meilen weit nach Nordosten getrieben, zu welcher Wanderung sie mehr als vier Tage brauchten, und dies alles geschah, während in den unteren Luftschichten der regelmässige Passat wehte.

Wenn übrigens oben gesagt wurde, dass in der Calmenzone, dem Ausgangsgebiet des Antipassats, die Luft in steter Ascension begriffen sei, so ist doch keineswegs eine völlig verticale Ascension hiermit gemeint. Da nämlich die Lufttheile des Calmengürtels zu bedeutenden Höhen, also zu Höhen mit wesentlich grösserer Rotationsgeschwindig-

[1]) Dove, Meteorologische Untersuchungen. Berlin 1837. S. 270.
[2]) E. Reclus, La Terre. Paris 1869. Tome II, p. 313.
[3]) L. v. Buch, l. c. S. 68.
[4]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th edition. London 1875. Vol. I, p. 584.

keit emporgetragen werden, so müssen sie hier nothwendig nach West hin zurückbleiben. Dieser theoretischen Forderung scheinen die Rauchwolken eines der höchsten Vulcane der Erde, des Cotopaxi (5943 Meter hoch, unter 0,7 Grad s. Br. gelegen), völlig zu entsprechen. Moriz Wagner[1]) theilt uns von denselben mit: „Ueber dem Gipfel des Cotopaxi, in einer Höhe von 18 000 Fuss (c. 6000 Meter) ist während des Tages der Nordwest allezeit vorherrschend. Stets nimmt die nach oben sich ausbreitende vulcanische Wolke über dem Kraterrand eine südöstliche Richtung. In der Höhe von 21 000 Fuss (c. 7000 Meter) wendet sie sich aber plötzlich wieder nach Nordwest und bleibt bis zu einer Höhe, die wir auf mindestens 28 000 Fuss (c. 9100 Meter) schätzten, dieser Richtung getreu.“

Der Calmengürtel ist keineswegs ein Ring, welcher überall gleich breit ist und immer in gleicher Lage die äquatorialen Gebiete umspannt; vielmehr ist seine Breite grossen Schwankungen unterworfen, und ausserdem bewegt er sich, dem senkrechten Stande der Sonne folgend, wie ein Pendel alljährlich einmal zwischen den Wendekreisen hin und zurück. Gleichzeitig mit ihm verschieben sich auch die Passatregionen, und zwar geschieht dies, wie es Fig. 7 und 8 darstellen.

In der Mitte des nordatlantischen Beckens reicht der Passat im Januar etwa vom 25. bis 3., im Juli aber vom 28. bis 10. Grad n. Br.; doch rücken die Grenzen in beiden Fällen an den afrikanischen Küsten viel weiter gegen Norden vor. Im südatlantischen Ocean sind in denselben Zeiten die Grenzen des Passats auf dem 20. Meridian w. v. F. unter dem 1. Grad n. und 26. Grad s. Br., resp. unter dem 4. Grad n. und 25. Grad s. Br. zu suchen. Demnach greift hier der Südostpassat zu jeder Jahreszeit auf die nördliche Halbkugel hinüber; auch ist derselbe weit kräftiger als der Nordostpassat (vgl. S. 88), was wohl beides darin seinen Grund hat, dass er über den grösseren Wasserflächen des südatlantischen Beckens sich ungestörter und freier entfalten kann. Auffallend ist ferner, dass sich die Südgrenze des Südostpassats im Januar von Ost nach West um 19 Breitengrade (vom 34. bis 15.) nach Norden erhebt (im Juli allerdings ungleich weniger). Die bereits früher erwähnte Thatsache, dass an der ganzen Westküste Südafrika's vom Capland bis zu den Guineainseln die Passate, „detrahirt“ durch das südafrikanische Hochland, von Süd nach Nord wehen, erklärt sich von selbst, wenn man den Verlauf der Isobaren in Süd- und Mittelafrika in's Auge fasst. Da die beiden Passate in dem westlichen Theile des Atlantischen Oceans fast unmittelbar zu-

[1]) Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika. Stuttgart 1870. S. 513.

sammenstossen, so ist die Calmenzone auf einen keilartigen, im Westen zugespitzten Raum in der Osthälfte dieses Weltmeeres beschränkt, dessen Westspitze im Januar unter dem 2., im Juli unter dem 8. Grad n. Br., also jederzeit auf der nördlichen Halbkugel liegt, wie dies überhaupt für das ganze atlantische Calmengebiet gilt. Auch erweitert sich dasselbe im Sommer ansehnlich und dringt zugleich um mehr als 15 Grade weiter nach Westen vor, wird jedoch zu dieser Zeit in der ganzen Osthälfte von Südwestwinden beherrscht.

Unter allen Continenten ist Südamerika derjenige, welcher wegen seiner weiten offenen Ebenen an der Ostseite den Passaten am meisten zugänglich ist. Ueber den Amazonas streichen vom August bis Januar heftige Ostwinde dahin, während sonst Calmen und unregelmässige Westwinde wechseln; in Guyana sind die Winde fast das ganze Jahr hindurch Ostwinde und in den Llanos des Orinoco wenigstens zur Zeit der südlichen Declination der Sonne. Wahrscheinlich verschiebt sich hier die Calmenzone innerhalb der Grenzen von 2 Grad s. und 8 Grad n. Br. [1]) Weiter im Norden, über dem Caraibischen Meere, hat der Passat meist eine fast genau östliche Richtung. Ziemlich das ganze Jahr hindurch ergiesst er sich auch über Centralamerika, ist jedoch im Mexicanischen Meerbusen und in Mexico während der Wintermonate nicht mehr regelmässig entwickelt.

Der Stille Ocean hat in seiner nördlichen Hälfte während des ganzen Jahres normalen Passat. Die Nord- und Südgrenzen desselben, die sich im Mittel zwischen dem 23. (Januar) und 28. Grad (Juli), resp. 4. (Januar) und 10. Grad n. Br. (Juli) halten, steigen an der amerikanischen Küste rasch gegen Norden empor. Der südhemisphärische Passat weht während der nördlichen Declination der Sonne von der Westküste Südamerika's bis zur Ostküste Australien's. Er überschreitet im Juli den Aequator um 6 bis 8 Grade, während sich sein Südrand im Mittel unter dem 20. Grad s. Br. befindet. Auch zur Zeit unseres Winters rückt der Südostpassat 3 bis 5 Grad über den Aequator gegen Norden vor; doch vermissen wir ihn auf der ganzen weiten Inselflur zwischen Neu-Guinea und den Tuamotu-Inseln, also auf einem grossen Theile der Westhälfte des Stillen Oceans. Sein Südrand wird im Januar durch eine Linie bezeichnet, welche sich vom 35. Grad s. Br. an der amerikanischen Küste fast bis zum Aequator im Nordosten der Fidschi-Inseln erhebt. Ueber dem erwähnten Inselraume aber begegnen wir Calmen und Nordwestwinden; wir haben es demnach mit einem Theile des australischen Monsungebietes zu thun. Die Entstehung des Nordwestmonsuns ist hier jedenfalls der sommerlichen

[1]) A. Wojeikof, l. c. S. 29.

Auflockerung der Luft zuzuschreiben; in der That nimmt der Luftdruck gegen Asien hin stetig zu. Wahrscheinlich ist an dieser Auflockerung in erster Linie der Inselreichthum jener Gegend betheiligt, an deren hohen Inselbergen Wasserdämpfe in reichem Masse condensirt und aus der Luft ausgeschieden werden [1]). Erst westlich vom 160. Grad w. L. v. Gr. setzen die Südostpassate wieder ein, bewegen sich jedoch fast durchweg nur in dem Raume zwischen dem 20. und 30. Grad s. Br. Da in der Mitte des Stillen Oceans die beiden Passate fast zu jeder Jahreszeit auf einander stossen, so gewinnt auch hier (wie im Atlantischen Ocean) die Calmenzone die Gestalt eines nach West hin fein zugespitzten Dreiecks, dessen Westecke (etwa unter dem 160. Grad w. L. v. Gr.) zwischen dem 4. (im Januar) und 7. Grad n. Br. (im Juli) variirt. Im Juli öffnet sich die Calmenzone nach Ost hin mehr als im Januar; doch gehört zu keiner Jahreszeit irgend welcher Theil derselben der südlichen Halbkugel an. In der Mitte und in der Westhälfte des Stillen Oceans ist die Calmenzone ganz unvollkommen ausgebildet, namentlich während der südlichen Declination der Sonne; doch weist zur Zeit unseres Sommers der weitausgedehnte Inselschwarm der Carolinen (etwa unter dem 8. Grad n. Br.) zwischen dem Nordostpassat und dem Südostmonsun eingeschaltete Calmen auf.

Die Störungen, welche die Passate in dem nördlichen Australien, sowie in Südost-Asien und den benachbarten Meeresgebieten erfahren, wurden bereits oben (s. die Monsune, S. 212 ff.) näher betrachtet. Bemerkenswerth ist namentlich, welch ausserordentlichen Schwankungen hier der Calmengürtel unterworfen ist. Im Januar liegt derselbe über dem australischen Continent und in der Mitte des Indischen Oceans zwischen dem 9. Grad s. und dem 4. Grad n. Br.; im April und Mai ist das Gebiet niedrigsten Luftdruckes bereits bis in die Mitte von Vorderindien eingedrungen, weshalb hier sowohl feuchte Südwestwinde vom Indischen Ocean, als auch trockene, heisse Winde von Nordwest her wehen. Im Juli aber wandert dieses Auflockerungsgebiet bis zu dem Wüstengürtel Mittelasien's nach Norden, weshalb die Luft von allen Seiten dorthin strömt; dann aber weicht dasselbe allmählich wieder zurück und zwar bis zur südlichen Hemisphäre, bis zum australischen Continente. Der südhemisphärische Passat findet sich im Indischen Ocean während des Januar durchschnittlich zwischen dem 9. und 30. Grad s. Br., während des Juli zwischen dem 2. und 23. Grad s. Br. Obwohl auch nördlich vom Aequator der Südostwind im Sommer noch vereinzelt auftritt, so kann man doch von einer Herrschaft des Passats in diesem Gebiete nicht mehr sprechen. Er ist also

[1]) A. Wojeikof, l. c. S. 34.

im wesentlichen auf die südliche Hemisphäre beschränkt. An den afrikanischen Ostküsten erleidet der Passat namentlich im südhemisphärischen Sommer durch die Auflockerung der Luft über den südafrikanischen Wüsten eine bedeutende Ablenkung. Ausserordentlich beharrlich ist der Nordostpassat in der Sahara, weil die Gebiete nördlich davon stets einen höheren Luftdruck zeigen als die äquatorialen Auflockerungsgebiete; im Sommer erstreckt er sich an einzelnen Stellen am nördlichen Ufer des Mittelmeeres bis zum 43. und 44. Grad nach Norden.

Durchschnittlich reichen die Passatzonen bis zum 26. Grad n. und s. Br., ziehen sich jedoch innerhalb der jährlichen Periode über denselben zurück, um ihn ein halbes Jahr später wieder zu überschreiten. Demnach lassen sich zwischen Pol und Aequator, wenn wir das Gebiet unregelmässig wechselnder Winde in den höheren Breiten der gemässigten und in der kalten Zone hinzufügen, folgende Windzonen unterscheiden: 1) Die Zone der Calmen (im Mittel zwischen dem 3. und 10. Grad n. Br.), in welcher die Luft vorwiegend eine Bewegung nach oben zeigt und somit gewöhnlich Windstillen beobachtet werden. An sie reiht sich 2) die Zone mit beständig wehendem Passat (ungefähr zwischen dem 10. und 25. Grad n. Br., sowie dem 3. Grad n. und 25. Grad s. Br.), ferner 3) eine Zone, in welcher der Passat wie überhaupt polare Winde nur dann herrschen, wenn für dieselbe der meteorologische Sommer angebrochen ist, während im Winter Aequatorialströme dominiren. Die letztere liegt im Mittel zwischen dem 25. und 40. Grad n. wie s. Br. Die Polargrenze dieser subtropischen Zone fällt nicht mit der Polargrenze der Passate zusammen, sondern greift über dieselbe hinaus, da auch polwärts von den regelmässigen Passaten im Sommer häufig polare Winde vorwalten. Uebrigens ist diese Zone über den Continenten wegen der ganz anderen Vertheilung des Luftdruckes noch weit mehr gestört als die Passatzone; A. Wojeikof[1]) bezeichnet sie geradezu als eine wesentlich oceanische Erscheinung. An diese Zonen reiht sich 4) noch dasjenige Gebiet, in welchem äquatoriale und polare Winde nicht bloss über einander hinwegfliessen, sondern auch in scheinbar regelloser Folge einander durchdringen.

Bevor wir noch einige charakteristische Merkmale der letzten Windzone hervorheben, sei darauf hingewiesen, dass keineswegs die ganze Luft, welche der Antipassat polwärts treibt, in den Bereich dieser Zone kommt. Wie nämlich der niedrige Barometerstand im Gebiet der Calmen den aufsteigenden Luftstrom verräth, so deutet der permanent hohe Luftdruck an den polaren Rändern der Passate auf

[1]) l. c. S. 10.

einen sich herabsenkenden Luftstrom hin. Ferner lässt hier die Existenz einer allerdings abgeschwächten Zone von Windstillen und veränderlichen Winden, wie sie auch im Gebiet der Calmen sich vorfindet, auf das Vorhandensein einer in der Hauptsache verticalen Luftströmung schliessen. Wir sind also zu der Annahme berechtigt, dass ein Theil der von dem Antipassat polwärts bewegten Luft innerhalb der Passatzone hin- und hergetragen wird, also einen Kreislauf vollendet, ohne in höhere Breiten zu gelangen.

Ganz anders als in der tropischen Zone ordnen sich äquatoriale und polare Strömungen unter höheren Breiten. Dass wir es auch hier mit diesen beiden Arten von Winden zu thun haben, ist unschwer zu erkennen. Die in den gemässigten Zonen vorwaltenden Westwinde bekunden ihre Abstammung aus niederen Breiten schon dadurch, dass sie die Richtung abgelenkter Aequatorialströme besitzen, ausserdem aber auch durch ihre hohe Wärme und ihre grosse Feuchtigkeit. Niemals herrscht ein Aequatorialstrom bloss an der Erdoberfläche, was sich aus dem Wesen der Aequatorialströme von selbst ergiebt; verbreitet er sich dennoch bis in die unteren Luftschichten, so darf hieraus gefolgert werden, dass er seinen Pfad von oben herab immer tiefer gelegt hat und nun die Atmosphäre ihrer ganzen Höhe nach durchweht.

Nächst den Westwinden sind in den gemässigten Zonen die Ost- (auch Nordost- und Südost-) Winde ausserordentlich häufig, und da sie durch Richtung wie durch Wärme und Feuchtigkeit den schärfsten Contrast zu den Aequatorialströmungen bezeichnen, so dürfen sie wohl als Polarströme betrachtet werden. Sie bilden öfter blosse Unterströme. Da jedoch bisweilen die höchsten Wolken in gleichem Sinne mit ihnen ziehen, wiewohl dieselben bei diesen Winden selten sind, so mögen auch sie von unten her oft die ganze Atmosphäre durchdringen. Darauf gründet sich die von Dove zuerst ausgesprochene bedeutungsvolle Lehre, dass Aequatorial- und Polarströme, welche unter den Tropen als Passate und Monsune über einander hinwegfliessen, weiter polwärts neben einander liegen, womit zwei andere Behauptungen eng zusammenhängen: dass sich nämlich Aequatorial- und Polarströme das Gleichgewicht halten, indem sie gleiche Luftmassen hin- und herführen und dass die Aenderungen der Windrichtung einem Wechsel von Aequatorial- und Polarströmen gleichkommt [1]).

Die Thatsache, dass in höheren Breiten die Aequatorialströme häufiger und heftiger auftreten als die Polarströme, steht übrigens mit den obigen Sätzen völlig im Einklang. Da nämlich die Aequatorialströme wegen ihrer höheren Temperatur und ihrer grösseren Feuchtig-

[1]) H. W. Dove, Meteorologische Untersuchungen. Berlin 1837. S. 175—243.

keit ein relativ grosses Volumen einnehmen, so müssen sie, um eine gleiche Luftmasse zu bewegen wie die Polarströme entweder in breiterem Bette oder mit vermehrter Geschwindigkeit dahineilen. Nach den bisherigen Beobachtungen ist beides der Fall. In höheren Breiten theilen die Aequatorialströme ihren Temperaturüberschuss dem Boden mit, und ebenso scheiden sie hier einen grossen Theil ihrer Dämpfe in festem oder flüssigem Zustande aus.

Wo nun abgelenkte Polarströmungen den abgelenkten Aequatorialwinden begegnen, wird ein Kampf beider stattfinden, der, wenn er normal verläuft, auf der nördlichen Halbkugel eine Drehung des Windes von Nord durch Ost, Süd und West nach Nord bewirkt. Eine solche Drehung geschieht ganz im Sinne der bereits entwickelten Drehungsgesetze, welchen diejenigen Lufttheile unterworfen sind, die ihre äquatoriale Breite verändern. Der Nordwind der nördlichen Hemisphäre, welcher nach Breiten grösserer Drehungsgeschwindigkeit vordringt, wird eben deshalb zu einem Nordost- und Ostwind, der Südwind hingegen, von dem das Umgekehrte gilt, zu einem Südwest- und Westwind. Die Drehung durch die beiden anderen Quadranten erklärt sich in folgender Weise: Der mit nahe Ost aufhörende Polarstrom und der mit Süd beginnende Aequatorialstrom geben eine südöstliche Resultante. Der Strom rückt dabei dem Ostpunkte um so näher, je schwächer der anhebende Aequatorialstrom ist, verschiebt sich jedoch um so mehr nach dem Südpunkte, je mehr der Polarstrom nachlässt. Ebenso wird der nahe von West her wehende Aequatorialstrom von dem Polarstrom durch Nordwest nach Norden gedrängt. Offenbar sind die Monsune der einfachste Fall einer solchen Drehung.

Auf der südlichen Halbkugel vollzieht sich die normale Drehung des Windes aus den angeführten Ursachen von Süd über Ost, Nord und West nach Süd. Innerhalb der Quadranten von Süd durch Südost gegen Ost, sowie von Nord durch Nordwest gegen West ist der Windwechsel in der eigenthümlichen Entfaltung der Polar- und Aequatorialströmungen selbst begründet; die Quadranten von Ost durch Nordost nach Nord und von West durch Südwest nach Süd bilden die vermittelnden Uebergänge.

Die Thatsache, dass sich der Wind auf der nördlichen Halbkugel im Sinne eines Uhrzeigers über die Windrose zu drehen pflegt, ist schon von Aristoteles bemerkt und später von zahlreichen anderen Forschern [1]) (Plinius, Baco, Mariotte, Kant u. a.) wiedererkannt worden. J. R. Forster beobachtete auf der südlichen Halbkugel, wie es das Gesetz er-

[1]) Vgl. H. W. Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1857. Bd. I, S. 248.

heischt, eine Drehung in umgekehrter Richtung. Doch hat diese Erscheinung erst Dove wissenschaftlich begründet und sie das Drehungsgesetz der Winde genannt.

Siegt bei dem Kampfe der Polar- und Aequatorialströmungen der angreifende Theil, so ist die Drehung eine gesetzmässige; unterliegt aber der Angreifer, so fallen die Winde wieder rückwärts, und das Spiel beginnt von neuem. Es verhält sich dies wie mit den Zeigern einer Uhr: man mag sie noch so oft zurückstellen, so werden sie doch immer wieder auf dem Zifferblatt ihren alten Weg einschlagen.

Nach Emsmann[1]) hatte Berlin in den Jahren 1831 — 1835 347,2 regelmässige Drehungen und 277,8 regelwidrige; es kamen also auf 5 regelmässige Drehungen 4 regelwidrige. Die Zahl der vollständigen Drehungen ohne Rücksprünge betrug im jährlichen Mittel 12, die der regelwidrigen 3.

Osler[2]) hat aus den zu Liverpool auf dem Observatorium aufgezeichneten Luftströmungen ermittelt, dass die Drehungen des Windes durch die ganze Windrose waren

im Jahre	regelmässig	regelwidrig
1852	28 mal	12 mal
1853	24 „	12 „
1854	26 „	2 „
1855	24 „	10 „

Hier treten also die Drehungen im Sinne des Gesetzes vergleichsweise oft ein; die Summa der ersteren ist nahezu dreimal so gross als die der letzteren.

Madrider Beobachtungen ergaben (nach Rico y Sinobas) während des Jahres 1854

volle Umdrehungen im	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr.
regelmässige . . .	12	11	26	16	65
regelwidrige . . .	6	8	5	5	24[3]).

Ueberblicken wir das grosse System der Luftcirculation, welches die ganze Erde beherrscht, so erkennen wir, dass die Polar- und Aequatorialströme, welche im Gebiete der Passate über einander hinfliessen, nach den Polen zu einander durchdringen, also neben einander hinziehen. Sieht man in den Aequatorialströmen höherer Breiten herabgestiegene Winde der tropischen Zone und in den Polarströmen wieder deren nach den Tropen umbiegende Verlängerung, so lässt sich

[1]) Untersuchungen über die Windverhältnisse zu Berlin. Frankfurt a. O. 1839 (abgedruckt in Poggendorff's Annalen, Bd. CXXXII (1867), S. 636 ff.).

[2]) Report of the British Association for the advancement of science 1855. London 1856. p. 138.

[3]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 561.

der Kreislauf einer kleineren Luftmasse, welche die Passatzone überschreitet, am anschaulichsten mit einer Schnur ohne Ende vergleichen, welche auf der einen Seite (in niederen Breiten) um eine verticale, auf der anderen Seite (in höheren Breiten) um eine horizontale Rolle gelegt ist.

Ein anderes fundamentales Gesetz der neueren Meteorologie, welches ebenfalls die Richtung der Winde betrifft, ist von Buys-Ballot aufgestellt worden. Dasselbe gründet sich auf den einfachen Satz der Mechanik, dass Flüssigkeiten und Gase stets nach einem Gleichgewichtszustande streben, und lautet: Der Wind strömt immer von Gebieten höheren Luftdruckes nach solchen niederen Luftdruckes und erfährt dabei im wesentlichen nur eine Ablenkung durch die Erdrotation (auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links, vgl. S. 213 f.).

Da sich die Grösse des Luftdruckes an irgend einem Orte aus dem Barometerstande ergiebt, so hat das Barometer, seitdem jenes Gesetz erwiesen ist, eine neue, hohe Bedeutung erlangt: es ist zu einem wichtigen anemometrischen Werkzeuge geworden. Kennt man die Barometerhöhen mehrerer Nachbarorte (reducirt auf das Meeresniveau), so findet man aus ihnen unmittelbar, ob zwischen jenen Orten eine grosse oder geringe Tendenz zu einer Luftbewegung vorhanden ist; denn die Stärke des Windes wächst mit der Grösse der barometrischen Differenz. Dividirt man die Entfernung zweier Orte (in Kilometern) durch die barometrische Differenz (in Millimetern), so erhält man die sogenannte „barometrische Neigung“ (den barometrischen Gradienten) und in ihm ein Mass für die Kraft des zwischen jenen beiden Orten wehenden Windes. Nach Mohn's Berechnungen bestehen folgende Beziehungen zwischen Windstärke und barometrischer Neigung (die Zahlen geben an, auf wie viele Kilometer Entfernung eine Differenz des Luftdruckes von 1 Millimeter kommt,):

Windstärke.		Barometrische Neigung.
Orkan		unter 17
Sturm		17— 23
Sehr starker	Wind	23— 34
Starker		34— 50
Mässiger		50—100
Schwacher		über 100 [1]).

Der Wind ist immer aus Gegenden hohen Luftdruckes nach solchen geringeren Luftdruckes gerichtet. Um ein Maximum des Luftdruckes bläst demnach der Wind auf allen Seiten nach aussen hin;

[1]) Behm, Geographisches Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 174.

Südwind haben wir also auf der Nordseite desselben, Westwind auf der Ostseite etc. Um ein Minimum des Luftdruckes hingegen dringt der Wind von allen Himmelsgegenden her nach innen ein; es herrscht somit Nordwind auf der Nordseite, Ostwind auf der Ostseite etc. Doch legt der Wind keinen geradlinigen Pfad von dem Orte hohen nach dem Orte geringen Luftdruckes zurück, durchschneidet also auch die Isobaren nicht rechtwinklig; vielmehr wird er durch die Rotation der Erde der Art abgelenkt, dass, wenn man das Gesicht dem barometrischen Minimum zuwendet, der Ort, nach welchem der Wind weht, nach rechts (auf der südlichen Halbkugel nach links) gerückt erscheint. Auf der nördlichen Halbkugel wird demnach Nordwind zu Nordostwind, Südwind zu Südwestwind, auf der südlichen Halbkugel hingegen Nordwind zu Nordwestwind, Südwind zu Südostwind.

Somit lassen sich aus einer genügenden Anzahl barometrischer Beobachtungen Stärke und Richtung des zu erwartenden Windes auf eine wenn auch nur kurze Zeit vorausbestimmen. Seitdem man den elektrischen Funken in den Dienst der Meteorologie gestellt hat, welcher schneller denn mit Windeseile die Lüfte durchmisst, berechnet man in der angedeuteten Weise in den Hafen- und Küstenorten den Eintritt herannahender Stürme, und so ist es durch die Sturmsignale möglich geworden, den Orkanen und ihren Verderben bringenden Wirkungen auszuweichen [1]). Auf dieselbe Methode gründen sich die in zahlreichen binnenländischen Städten zur Veröffentlichung gelangenden Wetterprognosen, bei denen man das Ziel im Auge hat, die Witterung, die ja in erster Linie von den Winden abhängig ist, für die nächsten 24 Stunden anzugeben. Locale Hindernisse, wie Gebirge und Thäler, greifen zwar häufig störend in den Gang der Winde ein; doch ist ihr Einfluss nur localer Art. Es bedarf nun keiner Rechtfertigung mehr, warum wir in die Kärtchen der Isobaren (Fig. 7 und 8) die Windpfeile eingetragen haben; Luftdruck und Winde stehen ja, wie auch ein Blick auf jene Kärtchen sofort lehrt, in der innigsten Beziehung zu einander.

Von grösster Wichtigkeit sind die Winde für die Wärmeverhältnisse der Erde; namentlich dürfen die nichtperiodischen Veränderungen der Temperatur fast ausschliesslich dem Wechsel der Luftströmung zugeschrieben werden. Sie sind daher sehr gering, wo die

[1]) Die Sturmwarnungen wurden eingeführt: in den Niederlanden 1860, in England 1861, in Frankreich 1863, an den deutschen Nordseeküsten 1864, in den Vereinigten Staaten 1865, an den deutschen Ostseeküsten 1868, in Italien 1869. Hermann Kopp, Einiges über Witterungsangaben. Braunschweig 1879. S. 134.

Windrichtung im grössten Theile des Jahres dieselbe ist, also im Gebiet der Passate. Ansehnlicher sind die Anomalien im regelmässigen Gang der Temperatur schon unter der Herrschaft der Monsune, am grössten aber polwärts von den beiden genannten Regionen, d. i. da, wo die Winde häufig und vielfach fast regellos variiren. Wie durch warme äquatoriale und kalte polare Meeresströmungen in jedem grossen oceanischen Becken beträchtliche Gegensätze der Wassertemperatur auf einem und demselben Parallelkreise hervorgerufen werden, so wird auch die jeweilige Vertheilung der Luftwärme in den aussertropischen Länderräumen durch die äquatorialen und polaren Winde wesentlich bestimmt. Ein Unterschied besteht in beiden Fällen nur insofern, als warme und kalte Meeresströmungen viel beharrlicher der von ihnen einmal gewählten Strasse folgen, während die Winde ausserordentlich unstet sind. Wir dürfen wohl ohne Uebertreibung sagen, dass wir (im mittleren Deutschland) je nach den vorwaltenden Winden bisweilen an die Gestade des Mittelmeeres oder des Eismeeres versetzt zu sein scheinen; denn es wird uns nicht selten die Temperatur des 40. Breitengrades oder die des Polarkreises zugeführt. Einige Beispiele mögen dies erläutern.

Vom December bis März 1834/35 lag Europa im „atmosphärischen Golfstrom“; in Folge dessen hatten St. Petersburg um 3 ° C., Berlin und Wien um 2 ° C., Brüssel um 1,5 ° C. zu hohe Temperaturen, während gleichzeitig ein Polarstrom über die westlichen Ufer des Atlantischen Oceans hereinbrach und das Quecksilber selbst in der Breite von Genua und Mailand gefror [1]). Die gegentheiligen Verhältnisse wies der Winter 1829/30 auf. Der Polarstrom wehte über Europa hinweg, und der December war in Norddeutschland sogar um 10 ° C. zu kalt; während desselben Monats aber erfreute sich Nordamerika eines Wärmeüberschusses von 6 ° C. [2]). Im Januar 1856 floss ein warmer Aequatorialstrom über Asien und Osteuropa polwärts. Die normale Wärme wurde überschritten im westlichen Sibirien um 5 ° C., im Innern Russland's um nahezu 6 ° C., in Deutschland um 2 ° C., in England und Holland um 1 ° C. Weiter westwärts aber zeigte sich der Polarstrom mit seinen niedrigen Temperaturen; Schottland war bereits zu kalt, die Ostküste Nordamerika's um $4^1/_2$ ° C. und das Innere sogar um 7 ° C. Doch verriethen die relativ hohen Temperaturen von Californien und Sitcha bereits wieder einen Aequatorialstrom [3]).

Immer erstrecken sich die Temperaturanomalien, wie sich auch aus den obigen Ausführungen ergiebt, über grössere Gebiete. Wir

[1]) H. W. Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1869. Bd. II, S. 272 f.
[2]) H. W. Dove, l. c. S. 240 ff.
[3]) H. W. Dove, l. c. S. 256 f.

haben uns hierbei zu denken, dass in der Richtung von West nach Ost kalte und warme Strömungen von ziemlicher Breite neben einander herlaufen und Ueberschuss wie Mangel an Wärme sich gegenseitig annähernd compensiren, so dass der mittlere Temperaturzustand einer Hemisphäre dabei unverändert derselbe bleibt. Nicht selten hat hierbei Europa einen zu warmen und gleichzeitig Amerika einen zu kalten Winter oder umgekehrt (vgl. S. 198 ff.). Ereignet sich das erstere, so treten meist bei uns im Frühjahr empfindliche Kälterückfälle ein, welche für die Vegetation um so gefährlicher sind, als diese in Folge des vorausgegangenen milden Winters relativ weit entwickelt ist. Dove hat in überzeugender Weise dargelegt, dass die kältebringenden Polarwinde West- und Mitteleuropa's im Frühling und Sommer von Nordwesten kommen, was darauf hindeutet, dass ihre ferne Ursprungsstätte an dem amerikanischen Sommerkältepol oder bei den Eismassen der Ostgrönländischen Meeresströmung zu suchen ist. Dove nennt deshalb die „gestrengen Herren“[1]) (die wegen ihrer Fröste gefürchteten Tage vom 12. bis 14. Mai, also die Tage Pancratius, Servatius und Bonifacius, sonst auch als „Weinmörder“ bezeichnet,) „geborene Amerikaner“.

Ueberdies senkt sich die Wärmecurve zwischen dem 12. und 14. Mai weit weniger als gegen Mitte Juni, und zwar erfolgt diese Temperaturerniedrigung ziemlich regelmässig in jedem Jahre in ganz West- und Mitteleuropa. Sie ist nur deshalb weniger bekannt, weil sie die Vegetation niemals gefährdet; denn zu dieser Zeit hat die Wärme bereits so hohe Grade erreicht, dass strenge Fröste völlig ausgeschlossen sind. Auch hier zeigt sich, dass die Abkühlung von West nach Ost fortschreitet. Wir haben es hier, wie die Beobachtungen lehren, ebenfalls mit dem Einbruch kühler nordwestlicher Winde zu thun, welche im Frühsommer durch die relativ hocherhitzten continentalen Gebiete herbeigezogen werden.

Wie sehr Winde den normalen Verlauf der Temperaturen stören können, sehen wir am klarsten aus nachstehendem Beispiel, welches uns vielleicht den schlimmsten bisher erlebten mitteleuropäischen Mai vorführt. Im Jahre 1836 stieg das Thermometer in Petersburg am 2. Mai auf 23 ° C., in Jekaterinburg am 11. Mai auf 13,7 ° C., am 15. Mai sogar auf 17,5 ° C., und während derselben Zeit erfroren die Weinstöcke von Pest bis Coblenz; über die Karpathen breitete sich eine tiefe Schneedecke aus, und in München fiel am 11. Mai Morgens die Quecksilbersäule bis auf — 8,7 ° C. Die Temperaturabnahme rückte

[1]) Diesen Namen braucht man in der Mark Brandenburg; in Süddeutschland heissen sie „die drei Eismänner“, in Frankreich die „trois saints de glace“.

dabei von Westen nach Osten vor. Aus Dove's Tafeln ergiebt sich, dass Nordamerika im Februar eine recht fühlbare, im März eine sehr strenge Temperaturerniedrigung (2,5 bis über 6° C. unter das örtliche Monatsmittel) erfahren hatte; der April glich dem Februar; der Mai hingegen wies durchschnittlich eine höhere Monatstemperatur auf. In Russland und Deutschland bestand während dieser Zeit gerade das umgekehrte Verhältniss: der Februar war wärmer als sonst, der März sogar aussergewöhnlich wärmer (zwischen 3 und 6° C.); der April war dem Februar ähnlich, und im Mai fand der bedeutende Temperaturrückgang statt[1]).

Hatte Europa im Jahre 1836 vom Februar bis April einen reichen Wärmeüberschuss und hierauf im Mai einen ansehnlichen Wärmemangel, während Nordamerika zu derselben Zeit die gegentheiligen Temperaturwandelungen zeigte, so könnte dies zu dem Irrthum veranlassen, als müsste immer eine Compensation von warmen und kalten Strömungen und somit innerhalb eines Jahres stets eine Vergütung für eine Verringerung der Monatsmittel eintreten. Indess existirt in dieser Beziehung kein Gesetz, und es ist ebenso wohl möglich, dass im grössten Theile des Jahres aussergewöhnlich niedere oder hohe Temperaturen herrschen. So waren im Jahre 1816 die Stuttgarter Temperaturen in allen Monaten zu niedrig; nur die Januarwärme übertraf den normalen Werth um 0,86° C. Die anderen Monate besassen sämmtlich ein zu kleines Wärmemittel, und zwar war dasselbe zu klein im

		Februar .	2,96° C.
März . .	0,75° C.	April . .	0,85° C.
Mai . .	2,77° C.	Juni . .	3,29° C.
Juli . .	3,06° C.	August .	2,93° C.
September	1,06° C.	October .	0,21° C.
November	3,06° C.	December	1,03° C.[2])

Es folgte also auf einen Winter mit strengem Februar ein kühles Frühjahr, auf dieses ein kalter Sommer, auf diesen ein rauher Herbst mit strengem November. Die Erniedrigung des Jahresmittels betrug 1,65° C., so dass Stuttgart statt einer Jahreswärme von 9,54° C. eine solche von 7,89° C. hatte, also noch nicht einmal eine gleich grosse Wärme wie Stargard in Pommern (7,95° C.) genoss, obwohl die letztere Stadt unter 53° 25′ n. Br., somit um 4° 39′ nördlicher liegt als Stuttgart.

[1]) H. W. Dove, Klimatologische Beiträge. Berlin 1869. Bd. II, S. 274 ff.
[2]) H. W. Dove, l. c. S. 284.

Ebenso ist für einzelne Orte in gewissen Jahren das beharrliche Vorwalten äquatorialer Winde beobachtet worden, welche naturgemäss fortlaufend von relativ hohen Temperaturen begleitet waren. In Dove's Tafeln für 1821 und 1822 [1]) finden wir für Baireuth vom November 1821 bis October 1822 ununterbrochen Wärmeüberschüsse über die allgemeinen Monatsmittel und zwar im

November (1821)	3,77 ° C.	December	3,15 ° C.
Januar (1822)	3,33 ° C.	Februar	3,22 ° C.
März	3,68 ° C.	April	2,45 ° C.
Mai	4,45 ° C.	Juni	5,24 ° C.
Juli	2,97 ° C.	August	1,28 ° C.
September	1,07 ° C.	October	3,59 ° C.

Im Durchschnitt war die Temperatur in diesen zwölf Monaten um 3,20 ° C. zu hoch. Das allgemeine Jahresmittel von Baireuth ist 7,91 ° C.; in jenen günstigen zwölf Monaten aber war dasselbe gleich 11,11 ° C. Das Jahresmittel von Meran in Südtirol ist 11,44 ° C., unterscheidet sich also sehr wenig von jenem Baireuther Mittel der glücklichen zwölf Monate. Baireuth liegt unter 49 ° 57′ n. Br. und 351,5 Meter hoch, Meran unter 46 ° 40′ n. Br. und 312,8 Meter hoch. Demnach kann wohl dann und wann ein Jahr eintreten, in welchem ein Ort unserer Heimath in Folge abnormer Windverhältnisse meteorologisch um volle drei Grad südlicher und aus Deutschland auf die sonnige Seite der Alpen versetzt erscheint.

Um die Wechselbeziehungen zwischen Windrichtung und Temperatur zu ermitteln, berechnete Dove nach dem Vorbilde von Leopold v. Buch's barometrischen Windrosen thermische Windrosen. Er stellte hierbei für einen bestimmten Zeitabschnitt, z. B. für einen Monat, eine Jahreszeit oder wohl auch für ein ganzes Jahr, sämmtliche Temperaturen zusammen, welche bei jedem der verschiedenen Winde notirt wurden. Hierauf suchte er das Mittel aus den Wärmenwerthen der einzelnen Winde und gelangte so zu einer Uebersicht über deren manigfache Wärmewirkungen. Eine solche Zahlenreihe oder Tabelle, die natürlich immer nur für einen gewissen Ort Giltigkeit hat, ist eben eine thermische Windrose.

Für Carlsruhe, London und Paris sind Folgendes die Maxima und Minima der thermischen Windrose.

[1]) l. c. S. 286.

		Maxima.		Minima.		Unterschiede.
		Betrag in ° C.	Lage.	Betrag in ° C.	Lage.	
Carlsruhe nach Schmid[1])	Winter. .	5,54	S. 28° W.	— 3,22	N. 58 O.	8,76
	Frühling	17,92	O. 63 S.	11,32	N. 32 O.	6,60
	Sommer .	26,57	O. 12 S.	22,30	W. 79 N.	4,27
	Herbst . .	14,51	S. 85 W.	10,77	N. 41 O.	3,74
	Jahr . . .	15,62	S. 41 W.	11,09	N. 47 O.	4,53
London nach Kämtz[2])	Winter. .	6,38	S. 30 W.	1,19	N. 11 O.	5,19
	Frühling	12,15	S. 14 W.	8,22	N. 82 O.	3,93
	Sommer .	19,15	S. 71 O.	17,05	N. 54 W.	2,10
	Herbst . .	11,67	S. 24 O.	9,34	N. 5 W.	2,33
	Jahr . . .	11,87	S. 12 W.	9,08	N.	2,79
Paris nach Dove[3])	Winter. .	5,51	S. 61° 53′ W.	— 0,06	N. 51° 39′ O.	5,57
	Frühling	11,18	S. 35 11 W.	8,48	W. 83 44 N.	2,70
	Sommer .	19,82	O. 7 29 S.	16,74	S. 89 15 W.	3,08
	Herbst . .	12,99	O. 88 5 S.	8,99	N. 32 35 O.	4,00
	Jahr . . .	11,87	O. 89 37 S.	9,24	N. 29 8 O.	2,63

Aus der Betrachtung zahlreicher thermischer Windrosen ergiebt sich, dass die südwestlichen und nordöstlichen Winde der nördlich gemässigten Zone fast überall das entgegengesetzte thermische Verhalten zeigen. Jene führen die Wärme niederer Breiten nach dem Norden ab; diese tragen die polare Kälte nach dem Süden. Sie erweisen sich demnach wie in Hinsicht auf ihre Richtung, so auch im Hinblick auf die Wärme der von ihnen bewegten Luft als wahre Aequatorial- und Polarströme. Je nachdem der eine oder der andere vorherrscht, ist ein Ort in die Luft niederer oder höherer Breiten eingetaucht, ist er also mehr oder weniger als normal erwärmt. Da nun beide nicht regelmässig abwechseln, sondern örtlich bald während längerer, bald während kürzerer Zeiträume wehen, so liegt die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes bald über, bald unter dem allgemeinen Jahresmittel und kann selbst mehr als 5° C. von demselben abweichen.

Windrichtung und Temperaturstörung entsprechen übrigens nur selten den aus langjährigen Beobachtungen für sie berechneten Mittelwerthen, am häufigsten noch im Winter, weil dann polwärts die rascheste Temperaturabnahme stattfindet und somit die Wärme-

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 586.
[2]) Kämtz, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1832. Bd. II, S. 28.
[3]) Poggendorff's Annalen, Bd. XI (1827), S. 589.

gegensätze zwischen Aequatorial- und Polarstrom viel deutlicher ausgeprägt sind, zumal die über weite Länderflächen ausgebreitete Schnee- und Eisdecke sich den Sonnenstrahlen gegenüber allüberall gleichartig verhält und die noch bleibenden thermischen Ungleichförmigkeiten wegen der geringeren Sonnenhöhe fast ganz unmerklich werden. Namentlich hindern locale aufsteigende Ströme den grossen Kreislauf der Atmosphäre zwischen Pol und Aequator im Winter weit weniger als während der warmen Jahreszeit.

Anders im Sommer. Die thermischen Extreme der Windrose stehen in dieser Jahreszeit einander nicht scharf gegenüber, fallen auch nicht streng auf die den Aequatorial- und Polarstrom vertretenden Winde, sondern das Wärmemaximum rückt (in Europa) von Süden gegen Osten (theilweise sogar über den Ostpunkt hinaus), während sich das Minimum gegen Nordwesten (hie und da bis Westen) verschiebt. Offenbar sind hier Einflüsse secundärer Art mit im Spiel, die wir namentlich in dem verschiedenen Feuchtigkeitsgrad der Winde zu suchen haben. Der Polarstrom erzeugt nämlich Klarheit, der Aequatorialstrom Trübung des Himmels. Klarheit und Trübung aber wirken auf die Temperatur des festen Bodens und somit auch auf die Temperatur der Luft über demselben im Sommer in ganz anderer Weise ein als im Winter. Mit der Klarheit des Himmels ist im Sommer eine kräftige Entfaltung der Sonnenwärme, im Winter eine bedeutende Wärmeausstrahlung verbunden. Trübung des Himmels hingegen bewahrt das Land im Sommer vor einer energischen Insolation, im Winter aber vor einer starken Ausstrahlung. Somit ist der trockene Polarwind im Sommer von einer starken Erhitzung, im Winter von einer ansehnlichen Erkaltung des Bodens und der darüber liegenden Luftschichten begleitet, während der feuchte Aequatorialwind die Sommerwärme schwächt, die Winterkälte hingegen mildert. Im Winter unterstützen sich also die primären und secundären Einflüsse der Winddrehung auf die Temperaturen; im Sommer aber beeinträchtigen sich dieselben gegenseitig [1]).

Die folgende Tabelle [2]) umfasst die Hauptresultate der thermischen Windrosen:

	Winter.		Sommer.	
	Höchste Temperatur.	Niedrigste Temperatur.	Höchste Temperatur.	Niedrigste Temperatur.
Nordeuropa	WgS	OgN		
Südliches Europa	SW	ONO	O	N
Ostseeländer	SW	ONO	SO	NW

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. S. 588 f.
[2]) Aus H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 195.

	Winter. Höchste Temperatur.	Winter. Niedrigste Temperatur.	Sommer. Höchste Temperatur.	Sommer. Niedrigste Temperatur.
Nordseeländer	SW	ONO	OSO	WNW
Mitteldeutschland	SW g W	NO	SO	WNW
Nordrussland			SSO	N
Mittel- und Südrussland . .	SSW	NNO	SO	NW
Westsibirien	S g W	N	SSO	NNW
Ostasiatisches Küstenland .	S g O	NW		
Oestliches Nordamerika . .	S g O	NNW	SSW	NO
Westliches Nordamerika . .	S g O	NNO		
Melbourne, Australien . . .	N g W	O g S	N g O	W
Kerguelen-Insel			NO	SW

Ein Vergleich dieser Tabelle mit den Karten der Januar- und Juliisothermen lehrt uns, dass die wärmsten Winde immer von dorther wehen, wo eine relativ hohe Temperatur herrscht, nach welcher also die Wärme am meisten zunimmt, die kältesten hingegen aus derjenigen Himmelsgegend, nach welcher sich die Temperatur am schnellsten vermindert. Hieraus geht klar hervor, dass die Winde immer die Temperatur derjenigen Gegend herbeitragen, aus welcher sie kommen.

Am Schlusse unserer Betrachtungen über die Luftströmungen sei es uns noch gestattet, ein übersichtliches Bild von den Winden in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre zu entwerfen. Sind doch die Windverhältnisse gerade auf diesem Gebiete, dem Wohnplatz der wichtigsten Culturvölker der Erde, für uns von besonderem Interesse; zugleich sind dieselben hier besser erforscht als sonst in irgend einem Erdenraume [1]).

Während des Winters ist die Häufigkeit der Winde, in Procenten der Gesammtzahl ausgedrückt, folgende:

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
in Westeuropa	6	8	9	11	13	25	17	11
in Ostasien	12	7	6	4	4	9	24	34
in den nördl. Vereinigten Staaten	12	11	6	7	9	15	15	25

Westwinde sind es also, welche in den drei genannten Gebieten dominiren. Ihre Bedeutung ist jedoch insofern eine ganz verschiedene, als sie in Westeuropa Südwestwinde, somit warme Aequatorialströme, in Ostasien aber und in den Vereinigten Staaten Nordwestwinde, also kalte Polarströme sind. Hiermit ist der scharfe Temperaturgegensatz in Verbindung zu bringen, welcher zwischen dem ersten der erwähn-

[1]) Vgl. J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 153 ff.

ten Gebiete und den beiden letzten besteht. Im Winter wird demnach ganz Europa von einem Aequatorialstrom überfluthet; in Westeuropa gehören zu den Süd-, Südwest- und Westwinden durchschnittlich sogar 55 Procent aller Winde. Die Aequatorialströme walten noch jenseits des Ural am Ob und Jenissëi vor. Doch haben das südliche Westsibirien, sowie Turkestan und die aralo-kaspische Niederung schon vorwiegend Nord-, Nordost- und Ostwinde (48 Procent gegen 27 Procent der Süd-, Südwest- und Westrichtung). In China und im Amurlande betragen die continentalen und polaren Richtungen West, Nordwest und Nord sogar 70 Procent gegen 14 Procent der oceanischen und äquatorialen Richtungen Osten, Südosten und Süden. In Nordamerika beginnt bereits unter 55° w. L. v. Gr., also unter dem Meridian der Ostspitze von Labrador, auf dem Nordatlantic die Herrschaft der Nordwestwinde; an der nördlichen Ostküste der Vereinigten Staaten sind 52 Procent West-, Nordwest- und Nordwinde gegen 22 Procent Ost-, Südost- und Südwinde. Auch im Innern, sowie im arktischen Theile von Nordamerika haben die polaren Winde das Uebergewicht; nur im Westen sind wie in Europa die südlichen Winde relativ häufig.

Sowohl die Alte wie die Neue Welt besitzt ihr besonderes Windcirculationssystem: auf der Ostseite bahnt sich ein kalter, schwerer Luftstrom den Weg vom Kältepol nach dem nächsten Ocean; auf den Westseiten aber erfolgt der Zufluss der warmen, feuchten Aequatorialluft. Ruhig und gleichmässig zieht die kältere Luft im Osten ab; hingegen sind die Luftbewegungen an den Westseiten heftig und stürmisch, weil die warmen, feuchten Luftmassen beim Eindringen auf den kalten Continent durch Condensation der Wasserdämpfe und Erkaltung an Volumen und Masse verlieren.

Die oben angeführte Vertheilung der Winde erklärt sich sehr einfach, wenn wir uns vergegenwärtigen, dass während des Winters im Innern der Continente in Folge der beständigen Heiterkeit des Himmels eine bedeutende Wärmeausstrahlung, d. h. eine starke Erkaltung des Bodens und der über ihm liegenden Luftschichten eintritt. So entsteht im Innern der beiden grossen nordhemisphärischen Länderräume ein Kältecentrum, während über dem Meere und seiner Umgebung selbst in höheren Breiten milde Temperaturen walten, da sich das Meer relativ langsam abkühlt und ausserdem noch den Schutz einer über demselben sich ausbreitenden Wolkenhülle geniesst. Schwere, frostdichte Luftmassen lagern also über den Continenten, leichte, durch grössere Wärme aufgelockerte über den Oceanen. Die von Süd her wehenden warmen äquatorialen Winde finden daher über den Oceanen ein offenes Feld, über dem Innern der Continente hingegen ein Hinderniss in den dichten Luftmassen, welche selbst das Bestreben haben,

nach dem Aequator abzufliessen. Da nun die Aequatorialströme der nördlichen Halbkugel durch die Rotation der Erde eine Ablenkung nach Ost erfahren, also zu Südwestwinden werden, so ergiessen sie sich nicht bloss über die oceanischen Flächen, sondern auch über die westlichen Ufer der Continente und tragen gleich den aus den Aequatorialgebieten kommenden Meeresströmungen tropische Wärme nach den Westküsten der Festländer.

Umgekehrt hat die kalte Luft in der Nähe der Kältepole ihr grösstes Gefälle, wenn wir so sagen dürfen, auf den Ostseiten der Continente; namentlich gilt dies von dem Osten Asien's, wie uns ein Blick auf die Isobaren- oder Isothermenkarte des Januar (Fig. 7, bez. 12) lehrt. Auf der Isothermenkarte erkennt man sofort, dass im Januar die Wärme von Süd nach Nord an den Westküsten viel langsamer abnimmt als an den Ostküsten. Dies beweisen am besten folgende Zahlenwerthe:

	Temperaturen unter			
	dem Meridian v. Gr. (Westseite der Alten Welt).	125° ö. L. v. Gr. (Ostküste von Asien).	140° w. L. v. Gr. (Westküste von Nordamerika).	90° w. L. v. Gr. (Ostküste von Nordamerika).
60° n. Br.	+ 3° C.	— 35° C.	— 12° C.	— 28° C.
20° n. Br.	+ 17° C.	+ 18° C.	+ 21° C.	+ 21° C.
Temperaturdifferenz für einen Breitengrad .	0,35° C.	1,32° C.	0,82° C.	1,22° C.

Die bedeutend grösseren Wärmeunterschiede an den Ostküsten wirken sicher in erster Linie bestimmend auf die Richtung der polaren Winde an den Osträndern der Continente.

Während des Sommers sind die Windverhältnisse in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre wesentlich andere, insbesondere für Ostasien und Nordamerika. Wir finden nämlich, wenn wir die Häufigkeit der Winde wiederum in Procenten der Gesammtzahl ausdrücken,

	N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
in Westeuropa	9	8	7	6	10	**22**	21	17
in Ostasien	7	9	17	**22**	16	10	9	10
in den nördl. Vereinigten Staaten	8	9	7	10	17	**23**	12	14

In Westeuropa haben sich die Windrichtungen nicht sehr geändert; denn auch im Sommer sind die Westwinde den übrigen Strömungen weit überlegen. In Ostasien ist jedoch ein völliger Umschwung eingetreten. Die im Winter vorherrschenden Landwinde (West, Nordwest und Nord) sind durch Seewinde (Ost, Südost und Süd) verdrängt

worden. Die Zahl der ersteren ist von 70 auf 26 Procent herabgesunken; hingegen ist die der letzteren von 14 auf 55 Procent gestiegen. Das winterliche Continentalklima ist so durch die vom Meere her wehenden Winde zu einem Seeklima geworden. Weniger stark wechselt der Charakter des Klimas in Nordamerika. Hier waltet nicht der Südostwind vor, wie in Ostasien, sondern der Südwestwind, welcher um so weniger im Stande ist, grosse Wandelungen des Klimas hervorzurufen, als schon während des Winters Südwest- und Westwinde nicht selten waren.

In Europa zeigt sich also das Klima am beharrlichsten, weniger in Nordamerika, am wenigsten aber in Nordasien.

Im Sommer erfahren die Continente eine viel höhere Erwärmung als das Meer, nicht bloss weil das Land überhaupt schneller und kräftiger die zugestrahlte Sonnenwärme annimmt als das Wasser, sondern auch weil nur selten Wolken den Himmel bedecken. Daher erheben sich erhitzte Luftmassen im Innern der Continente, und von allen Seiten her dringt die Luft auf das Festland ein. Im Innern des grössten Ländergebietes, im Innern Asien's, ist die Auflockerung am grössten, daher auch die Aenderung der Windrichtung am ansehnlichsten. In Amerika ist die erstere und mit ihr in gleichem Masse auch die letztere viel unbedeutender.

Kennen wir auch im allgemeinen die Gesetze, nach denen die Luftströmungen in den mittleren Breiten der nördlichen Halbkugel wechseln, so sind wir doch noch keineswegs im Stande, für einen Monat oder für einzelne Tage desselben das Wetter auch nur mit einiger Sicherheit eine längere Zeit vorher anzugeben. Wir sind davon noch viel weiter entfernt, als dies nach der gewöhnlichen Volksmeinung der Fall ist.

Nach Eisenlohr's Untersuchungen [1]) sind fast alle in Süddeutschland im Bauernmunde gebräuchlichen Wetterregeln falsch, und es gilt dies wohl überhaupt von den sogenannten Wetterregeln derjenigen Länder, wo Aequatorial- und Polarstrom sich stetig bekämpfen und sich immer von neuem gegenseitig verdrängen. Die wenig richtigen sind zumeist so allgemeiner Art, dass ihre Uebereinstimmung mit den thatsächlichen Verhältnissen uns nicht wundern kann. Zu diesen gehören z. B. die folgenden: „Nach Martini scherzt der Winter nicht mehr." „Wenn der Tag anfängt zu langen, kommt die Kälte erst gegangen." „Ist der April auch noch so gut, es schneit dem Bauer

[1]) Untersuchungen über die Zuverlässigkeit und den Werth der gebräuchlichen Wetterregeln. Carlsruhe 1847.

auf den Hut.“ „Nach Medardus [1]) ist der Frqst dem Weinstock nicht mehr gefährlich.“

Diese Regeln bringen ohne Zweifel meteorologische Wahrheiten zum Ausdruck. In der That sinkt, wie es die erste Regel fordert, selbst in der oberrheinischen Tiefebene, dem wärmsten Gebiete Deutschland's, die Temperatur im Durchschnitt am 8. November zum ersten Male unter 0° C. herab. Ebenso richtig ist die zweite, nach welcher das Maximum der Winterkälte nicht zur Zeit der kürzesten Tage eintritt, sondern sich wesentlich verspätet, sowie die dritte, welche dem April eine dem Nullpunkt nahe stehende Temperatur zuschreibt. Am präcisesten und treffendsten aber ist die vierte; denn in der Mitte Juni ist sehr häufig noch ein bedeutender Temperaturrückschlag zu beobachten, der bisweilen sogar von Frösten begleitet ist.

Nach der Volksmeinung spielt auch der Mond eine grosse Rolle in dem Verlauf des Wetters. Wie der Mond im Weltmeer Fluth und Ebbe erzeugt, so ruft er auch eine ähnliche Bewegung in der Lufthülle unseres Planeten hervor, die jedoch, wie bereits Laplace dargethan hat, nur ein äusserst geringes Mass besitzt. Keine Frage ist es ferner, dass die Wärmestrahlung des Mondes zur Zeit des Vollmondes nicht ohne Wirkung bleibt für die Erwärmung der Atmosphäre; insofern mag auch die Annahme einer wolkenzerstreuenden Kraft des Vollmondes ein Körnchen Wahrheit enthalten. Wichtiger noch scheint der Einfluss des Mondes auf die Entwicklung der äquatorialen und polaren Winde zu sein. Schübler's Berechnungen (ausgeführt auf Grund der meteorologischen Aufzeichnungen in Augsburg, Stuttgart und München) haben das Resultat geliefert, dass die Süd- und Westwinde bis zum zweiten Octanten [2]) immer häufiger, zur Zeit des letzten Viertels aber am seltensten werden, während im letzteren Falle nördliche und östliche Winde das Uebergewicht erlangen [3]).

Eisenlohr's Ermittelungen [4]), welche sich auf Beobachtungen in Carlsruhe von 1808 bis 1819 gründen, stimmen hiermit ziemlich gut überein. Es zeigte sich nämlich ein Vorherrschen des Süd-, Südwest- und Westwindes bei Vollmond (nächstdem im zweiten und dritten Octanten, sowie im ersten Viertel), hingegen ein Vorwalten des Nord-, Nordost- und Ostwindes im vierten Octanten (nächstdem im letzten

[1]) 8. Juni.

[2]) Die Mondphasen sind: Neumond, erster Octant, erstes Viertel, zweiter Octant, Vollmond, dritter Octant, letztes Viertel, vierter Octant.

[3]) Schübler, Ueber den Einfluss des Mondes auf die Atmosphäre. Leipzig 1830. S. 22 f.

[4]) Otto Eisenlohr, Ueber den Einfluss des Mondes auf die Witterung in Poggendorff's Annalen, Bd. XXX (1836), S. 72, bes. 97.

Viertel, Neumond und ersten Octanten). Demnach darf dem Mond ein gewisser Antheil an dem Verlaufe des Wetters zuerkannt werden; nur hat man sich denselben als sehr geringfügig zu denken, wie er denn auch erst durch die umfangreichsten Zusammenstellungen nachgewiesen werden konnte[1]).

[1]) Vgl. hierzu die Abhandlung von Heinrich Streintz: Uebt der Mond einen nachweisbaren Einfluss auf meteorologische Erscheinungen? — in Poggendorff's Annalen, Ergänzungsband V (1871), S. 603 ff., insbes. 620.

IX. Die Wasserdämpfe in der Luft. Niederschläge.

Gelangen mehrere Gase, welche nicht chemisch auf einander wirken, mit einander in Berührung, so lagern sie sich nicht nach Massgabe ihrer Schwere über einander, wie dies in solchem Falle die meisten tropfbaren Flüssigkeiten thun würden, sondern durchdringen sich gleichförmig und nehmen die Summe der Räume ein, welche sie vorher getrennt von einander erfüllten. Man bezeichnet diesen Process als die Diffusion der Gase. In der angeführten Weise ist auch die Atmosphäre zusammengesetzt und zwar aus vier Gasen: aus Stickgas, Sauerstoffgas, Wasserdampf und Kohlensäure. Sie bilden gewissermassen vier selbstständige Atmosphären, welche sich im wesentlichen gegen einander wie leere Räume verhalten und hinsichtlich des Druckes, den sie auf das Meeresniveau ausüben, fast völlig unabhängig von einander sind. Die folgenden Erörterungen sind ausschliesslich der Wasserdampfatmosphäre unseres Planeten gewidmet.

Wasser, welches der Luft eine freie Oberfläche darbietet, verdunstet an derselben, d. h. es geht in Dampfform über. Die Menge des verdunsteten Wassers, welche auf die Flächeneinheit eines Wasserspiegels kommt, ist um so grösser, je höher die Temperatur und je geringer der jeweilige Feuchtigkeitszustand der Luft ist. Nach Dalton beträgt die Verdunstung von einem Pariser Quadratfuss Wasserfläche unter einer vorher völlig ausgetrockneten und ganz ruhigen Atmosphäre während 24 Stunden

bei	30° C.	130,5	Pariser	Cubikzoll,
bei	20° C.	72,9	„	„
bei	10° C.	40,4	„	„
bei	0° C.	21,6	„	„
bei	—10° C.	9,8	„	„ [1]).

Es vollzieht sich demnach selbst dann noch der Verdunstungsprocess, wenn die Temperatur weit unter den Nullpunkt herabgesunken

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 595.

ist, und zwar ist dies nicht bloss ein Ergebniss der Dalton'schen Versuche, sondern es haben dies auch Beobachtungen in der freien Natur manigfach bestätigt. So erzählt uns der Polarfahrer Hayes aus dem hohen Norden: An Waschtagen wurden die Flanellhemden nass im Freien aufgehangen. Natürlich gefroren sie sogleich; nach etlichen Tagen aber waren sie vollkommen weich und trocken. Auch bemerkte Hayes in Port Foulke (Nordgrönland, unter 78° 18' n. Br.), dass selbst bei strenger Winterkälte Eisplatten in der Luft zusammen schwanden und sich zuletzt vollständig auflösten [1]). In den Gletscherregionen der Schweiz hat man längst ähnliche Erfahrungen gemacht. Ferner berichtet uns Spörer von dem Schnee in den Tundren, dass derselbe „oft vor dem Eintritt der Schneeschmelze verdampft, aufgesogen von der trockenen Luft" [2]). Sir James Clark Ross und J. D. Hooker fanden im Victorialande Steinblöcke auf dem Schnee, die entweder durch langsame Schmelzung desselben oder durch Evaporation blossgelegt worden waren [3]).

Um die Grösse der Verdampfung an einer freien Wasserfläche zu ermitteln, hat man ein Gefäss von bestimmtem Querschnitt der freien Luft auszusetzen und das Wassergewicht unmittelbar vor und nach dem Gebrauch sorgfältig festzustellen; hieraus ergiebt sich ohne Weiteres der Verdampfungsverlust. Ein derartiges Instrument (Atmometer oder Evaporometer genannt) ist durch Ueberdachung vor Regen zu schützen, jedoch nicht vor Luftzug. Da es äusserst schwierig ist, zufällige Einflüsse vollständig fern zu halten, so zeigen sich häufig kleinere oder grössere Differenzen zwischen atmometrischen Mitteln benachbarter Orte; die bisher erlangten Resultate können demnach keinen hohen Grad von Genauigkeit beanspruchen.

Die Grösse der jährlichen Verdunstung beträgt für

Cumaná . .	(10½ Gr. n. Br.)	3520	Millimeter,
Madeira . .	(32¾ Gr. n. Br.)	2030	„
Rom . . .	(42 Gr. n. Br.)	1980	„
Augsburg .	(48⅓ Gr. n. Br.)	1625	„
Würzburg .	(49¾ Gr. n. Br.)	685	„
London . .	(51½ Gr. n. Br.)	650	„

Es darf nicht erwartet werden, dass die atmometrischen und thermometrischen Jahresmittel gleichmässig wachsen und sich vermindern, da die Verdunstung durch verschiedene, weiter unten zu nennende

[1]) J. J. Hayes, The open Polar Sea. London 1867. p. 218 sq.

[2]) Spörer, Nowaja Semlä (Ergänzungsheft Nr. 21 zu Petermann's Mittheilungen 1868). S. 84.

[3]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th edition. London 1875. Vol. I, p. 290.

Factoren beschleunigt oder verzögert wird; doch geht schon aus den obigen Zahlen hervor, dass im allgemeinen die Verdunstung in der tropischen Zone am stärksten ist und nach den Polen hin sich verringert. Es bestätigt sich somit auch in der Natur die bereits von Dalton nachgewiesene Abhängigkeit der Verdunstungsgrösse von den herrschenden Temperaturen.

Dementsprechend wechselt auch die Grösse der Verdunstung in den einzelnen Monaten der Art, dass sie in dem heissesten Monat ein Maximum, in dem kältesten ein Minimum erreicht. So ist nach Schübler's dreijährigen Beobachtungen die tägliche Verdunstung zu Tübingen im Schatten

im Januar . . .	0,41	Millimeter,
im April	2,19	„
im Juli	3,77	„
im October . . .	1,22	„

Da grössere Wasserspiegel stets den directen Wirkungen der Sonnenstrahlen ausgesetzt sind, so dürften sich Stark's im Sonnenschein angestellte Beobachtungen, die einen Zeitraum von 14 Jahren umfassen, der Wahrheit weit mehr nähern. Er fand als tägliche Verdunstung zu Augsburg

für März	3,65	Millimeter,
„ Juli	7,11	„
„ August . . .	7,17	„
„ November . .	2,55	„

Während der Frostmonate wurden die Beobachtungen unterbrochen.

In den heissen Monaten Juni, Juli und August ist die Verdunstung in unseren Gegenden 8- bis 9mal so gross als in den drei kalten Monaten December, Januar und Februar; ebenso ist sie im Sonnenschein gewöhnlich 2- bis 3mal so gross als im Schatten und im intensiven Sonnenschein heisser Sommertage 4- bis 5mal so gross als im schwachen kalter Wintertage [1]).

Ferner ist die Verdunstungsgrösse auch durch den Feuchtigkeitsgehalt der Luft bedingt. Ist die Luft mit Wasserdämpfen gesättigt, so ist sie unfähig, noch weitere Wassertheile in sich aufzunehmen; es ist dann eine weitere Verdunstung unmöglich. Je geringer jedoch der Feuchtigkeitsgrad der Luft ist, um so rascher vollzieht sich der Verdunstungsprocess. Hieraus erklärt sich die starke Verdunstung in trockenen Gebieten, z. B. in Wüsten.

Da sich im Sommer und namentlich bei Sonnenschein häufig aufsteigende Luftströme entwickeln, welche die Wasserdämpfe nach oben

[1]) E. E. Schmid, l. c. S. 597 f.

entführen, also den Dampfgehalt der unteren Schichten erniedrigen, so wird auch hierdurch eine rasche Verdunstung begünstigt. Wir dürfen überhaupt sagen, dass jede Luftbewegung ihr förderlich ist. Herrscht irgendwo Windstille, so ist die Luft gar bald mit Wasserdämpfen gesättigt; damit aber ist der weiteren Verdunstung ein Ziel gesetzt. Weht hingegen der Wind über eine Wasserfläche, so werden die mit Dämpfen erfüllten Luftschichten über derselben fortgeführt; gleichzeitig aber kommen immer neue trockene Luftmassen herzu. Dies bestätigen auch die von Schübler in Tübingen angestellten Beobachtungen, wie die folgende Tabelle zeigt[1]). Es verdunsten nämlich über einer Fläche von 1 Quadratfuss in 24 Stunden

	bei Windstille	bei Wind
im Winter	0,98 Cubikzoll,	3,91 Cubikzoll,
im Frühling . . .	8,51 „	11,68 „
im Sommer . . .	11,92 „	19,84 „
im Herbst	6,57 „	14,94 „
im Jahresmittel . .	6,65 „	13,32 „

Somit ist die Verdunstung an windigen Tagen im Sommer 1,7-mal, im Winter 4mal, im Jahresmittel aber doppelt so gross als bei Windstille. Trockene Winde rufen hierbei eine viel lebhaftere Verdunstung hervor als feuchte. Der mit Wasserdämpfen reich beladene Südwestwind bewirkt nach Schübler über einer Wasserfläche von 1 Quadratfuss in 24 Stunden im Jahresmittel nur eine Verdunstung von 6,25 Cubikzoll, der Nordostwind hingegen doppelt soviel, nämlich 12,90 Cubikzoll. Der erstere ist demnach einem befeuchteten, letzterer aber einem trockenen Schwamme zu vergleichen, welcher das Wasser begierig aufsaugt.

Anders als die freie, weithin ausgebreitete Wasserfläche verhält sich feuchte Gartenerde und nasser Grasboden. Feuchte Gartenerde weist fast durchweg (nur im Winter nicht) einen geringeren Verdunstungsbetrag auf als die freie Wasserfläche; hingegen wird die Dampfbildung an der letzteren bedeutend übertroffen durch diejenige des nassen Grasbodens. Es verdunstet nämlich von einem dicht bewachsenen Grasboden zwei-, selbst dreimal soviel Wasser als an einem gleich grossen, daneben befindlichen Wasserspiegel. Offenbar ist dies eine Folge der ausgedehnten Oberfläche des gesammten Blattwerkes.

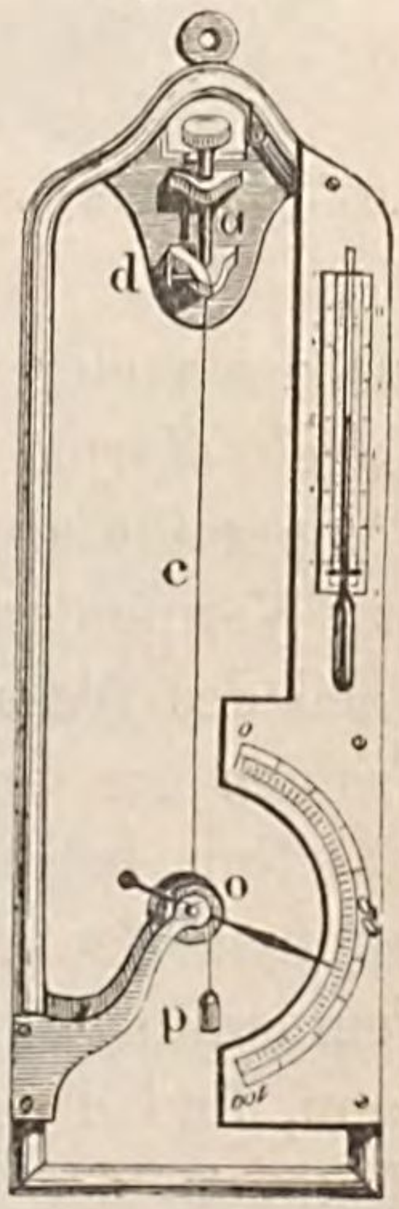
Die Construction zweckmässiger Instrumente zur Ermittelung des Dampfgehaltes der Luft konnte nicht eher gelingen, als bis man das eigentliche Wesen des Wasserdampfes erkannt hatte. Lange Zeit war die Verdunstung des Nassen voller Räthsel geblieben, weil man sie als eine chemische Verbindung des Wassers mit der Luft

[1]) Schübler, Grundsätze der Meteorologie. Leipzig 1831. S. 70.

betrachtet hatte, bis Leroy, ein Arzt aus Montpellier, im Jahre 1752 mit der Lehre auftrat, dass die Luft durchsichtigen Wasserdampf enthalte, den man sichtbar machen könnte an den Wänden eines Glasgefässes, in welches man ein Stück Eis hineinwerfe. Die Feuchtigkeit an den Glaswänden musste vorher in der Luft geschwebt haben und die Temperaturerniedrigung die Ursache ihrer Abscheidung gewesen sein. Daraus schloss der scharfsinnige Beobachter, dass die Luft eine bestimmte Menge Wasser in durchsichtigem Zustand bei einer gewissen Wärme aufnehmen könne; sinke ihre Temperatur, so lasse sie gewisse Mengen ihrer Feuchtigkeit fallen; erhöhe sich ihre Temperatur, so steige auch das Sättigungsvermögen der Luft [1]).

Lange versuchte man ohne Erfolg, den Sättigungspunkt bei verschiedenen Temperaturen durch Feuchtigkeitsmesser (Hygrometer) aus Schnüren, Darmsaiten und Fischbein festzustellen. Erst im Jahre 1775 verfertigte H. B. de Saussure ein hierzu brauchbares Instrument aus einem sanft angespannten Menschenhaar (Fig. 16). Das letztere (c) wurde oben in dem Zängelchen a befestigt und unten um die Rolle o geschlungen. Der Zeiger an derselben setzte sich auf einem Zifferblatte in Bewegung und wies bei absolut trockener Luft auf 0. Wuchs die Feuchtigkeit der Luft, so gewann das Haar an Länge; der Zeiger rückte auf der Scala vorwärts und gelangte bis 100, sobald die Luft mit Wasserdampf gesättigt war. Mit diesem Werkzeug begann H. B. de Saussure am 27. Juni 1781 seine berühmten Beobachtungen [2]). Sie führten ihn zu einer Tafel, aus der man das Gewicht des Wasserdampfes in einem Cubikfuss Luft bei bestimmten Temperaturen und bei einem bestimmten Stande seines Hygrometers ermitteln konnte [3]). Es fand sich dann später, dass das Saussure'sche Haarhygrometer die Sättigungsstufen stets zu hoch angegeben hat und in die Tafeln Verbesserungen eingeführt werden mussten [4]).

Fig. 16.



Saussure's Haarhygrometer.

[1]) Mémoires de l'Académie des Sciences. Année 1751. Paris 1755. p. 485 sq. Vgl. O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgegeben von S. Ruge). München 1877. S. 771 f.

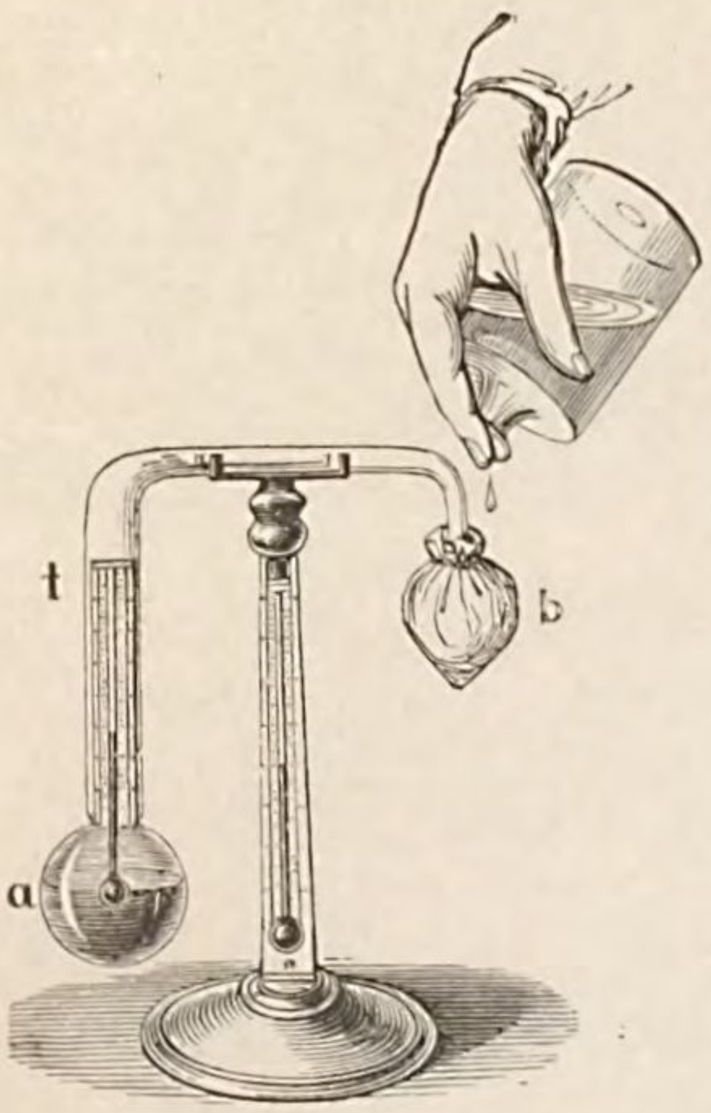
[2]) H. B. de Saussure, Essais sur l'Hygrométrie. Neuchâtel 1783. § 113, p. 107

[3]) l. c. § 113, p. 107. § 180, p. 181.

[4]) Siehe Kämtz, Vorlesungen über Meteorologie. Halle 1840. S. 100.

Ein viel zuverlässigeres Instrument als das beschriebene ist Daniell's Hygrometer (Fig. 17). Es besteht aus einer doppelt umgebogenen Röhre, welche in zwei Kugeln endigt. Die Röhre ist luftleer, enthält jedoch Schwefeläther, der sofort aus einer Kugel in die andere überdestillirt, sobald eine Temperaturdifferenz zwischen beiden eintritt. Die Kugel des längeren Schenkels a birgt in sich ein kleines Thermometer, dessen Scala in die Röhre t hineinragt, und ist mit einer blanken Gold- oder Platinschicht überzogen, während die andere Kugel b mit einem Läppchen feiner Leinwand umwickelt ist. Träufelt man nun auf die letztere etwas Aether, so erkaltet das Gefäss b in Folge der Verdampfung; im Innern desselben werden Aetherdämpfe condensirt, was wieder eine Verdampfung des eingeschlossenen Aethers aus der anderen Kugel a herbeiführt. Hierdurch wird auch in dieser Kugel Wärme gebunden; sie kühlt sich allmählich bis zu derjenigen Temperatur ab, für welche die Luft umher mit Wasserdampf gesättigt ist. Vermindert sich die Temperatur noch weiter, so scheidet sich ein Theil des Wasserdampfes aus der Luft aus, und es schlagen sich feine Tropfen auf der spiegelnden Goldfläche nieder.

Fig. 17.



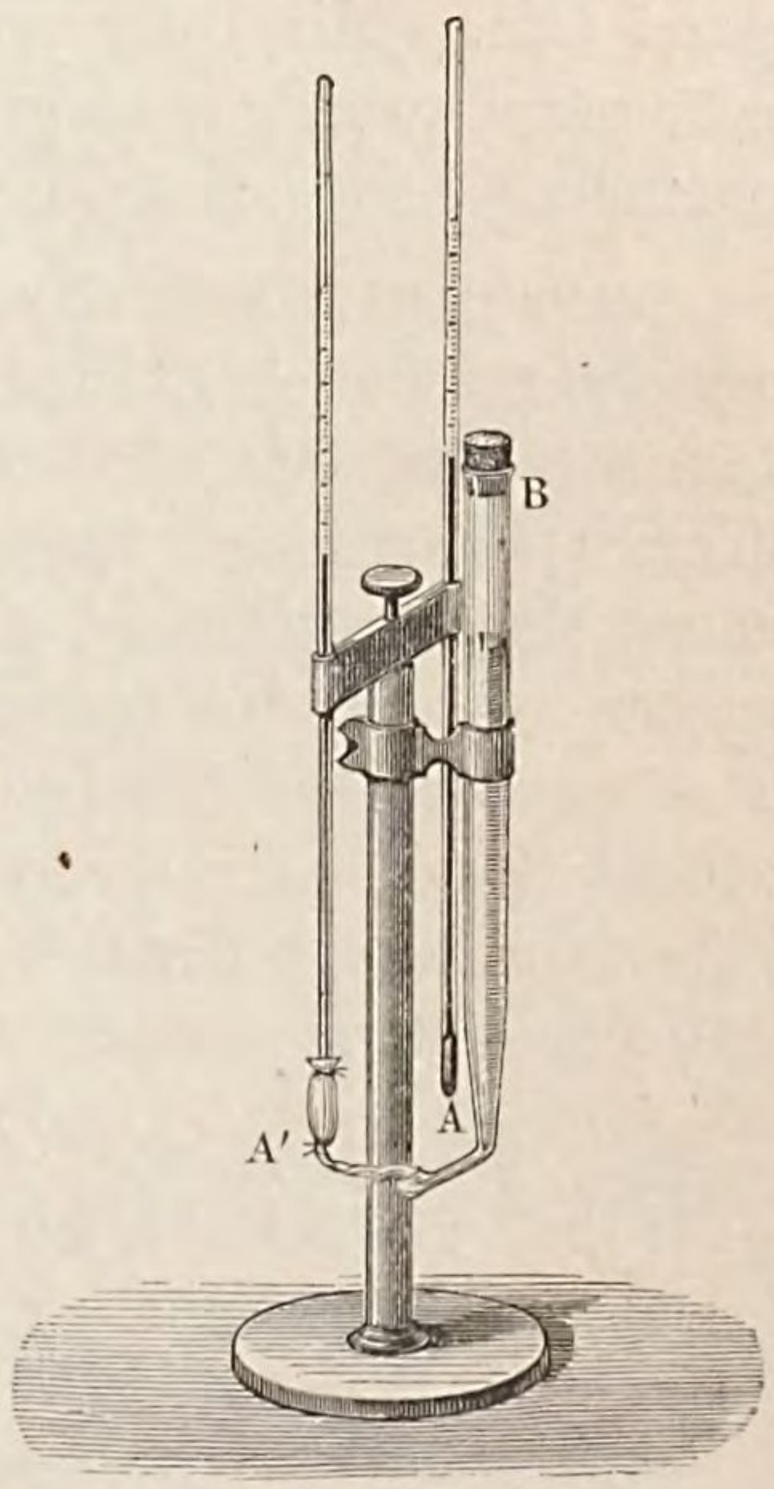
Daniell's Hygrometer.

Nun lehrt die Physik, dass sowohl im luftleeren, wie im lufterfüllten Raum die Spannkraft des Wasserdampfes für eine bestimmte Temperatur eine gewisse Grenze hat, welche sie nicht überschreiten kann, und dass die Spannkraft mit erhöhter Temperatur wächst. Das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes beträgt für eine Temperatur von 10° C. 9,2 Millimeter; dem entspricht eine Dichtigkeit des Wasserdampfes von 0,0000093; somit kann ein luftleerer wie lufterfüllter Raum von 1 Cubikmeter bei einer Temperatur von 10° C. höchstens 9,3 Gramm Wasser in Dampfform aufgelöst enthalten. Ist dieser Maximalwerth erreicht, so sagt man, die Luft sei mit Wasserdampf gesättigt.

Vielfach ist dies durchaus nicht der Fall. Hätte die Luft z. B. bei einer Temperatur von 10° C. nur 6,7 Gramm Wasserdampf in sich aufgenommen, so wäre sie noch nicht gesättigt. Da dies jedoch das Maximum des Wasserdampfes bei einer Temperatur von 5° C. ist, so würde die Luft bei gleichem Dampfgehalt gesättigt sein, sobald

ihre Wärme auf 5 ° C. herabsänke. Die Temperatur aber, für welche der jeweilige Dampfgehalt der Luft ein Maximum ist, von wo ab also bei weiterer Temperaturerniedrigung die Verdichtung des Wasserdampfes eintritt, heisst der Thaupunkt, und dieser ist es, welchen das Thermometer des Daniell'schen Hygrometers anzeigt, sobald sich die vergoldete Kugel beschlägt. Man hat nun Tabellen entworfen, welche die Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes für die verschiedensten Temperaturen angeben. Aus diesen Tabellen ist der Dampfdruck für den Augenblick der Beobachtung leicht zu ermitteln; denn er ist stets so gross wie das zu dem betreffenden Thaupunkt gehörende Druckmaximum des Wasserdampfes. Indem man diesen Druck durch den der Lufttemperatur entsprechenden Maximaldruck dividirt, erlangt man die relative Feuchtigkeit. So ist z. B. für eine Lufttemperatur von 10 ° C. der Maximaldruck = 9,2 Millimeter, für eine solche von 5 ° C. = 6,5 Millimeter. Hat man daher bei einer Lufttemperatur von 10 ° C. als Thaupunkt 5 ° C. gefunden, so ist der thatsächliche Dampfdruck = 6,5 Millimeter, die relative Feuchtigkeit aber $\frac{6,5}{9,2} \times 100 = 71$ Procent.

Fig. 18.



August's Psychrometer.

Ein weniger kostbares Instrument, welches wegen seiner Einfachheit und Zuverlässigkeit jetzt fast allgemein auf meteorologischen Stationen gebraucht wird, ist das Psychrometer (Fig. 18). Schon Hutton (1792) empfahl das hierbei angewandte Verfahren; doch gelang es erst E. F. August[1]), eine befriedigende Formel hierfür zu finden. Das Psychrometer besteht aus zwei Thermometern von gleicher Construction, von denen das eine, das sogenannte trockene Thermometer (A), zur Bestimmung der Lufttemperatur, das andere hingegen, das befeuchtete Thermometer (A'), zur Feststellung der Sättigungsstufe der Luft dient. Die Kugel

[1]) E. F. August: Ueber das Psychrometer in Poggendorff's Annalen, Bd. XIII (1828), S. 122 ff. Bd. XIV (1828), S. 137 ff.

des letzteren ist mit einem feinen Leinwandläppchen umhüllt, welches nach dem Gefäss B herüberführt und durch Wasserzufluss von demselben stets nass erhalten wird. Indem das Wasser verdunstet, wird Wärme gebunden; das befeuchtete Thermometer erkaltet daher und zeigt somit nach einiger Zeit eine niedrigere Temperatur an als das trockene Thermometer. Nur bei völlig gesättigter Luft tritt keine Verdunstung und somit auch kein Wärmeverlust ein. Natürlich wird sich dieser Process um so kräftiger vollziehen, also auch die psychrometrische Differenz oder der Unterschied des trockenen und feuchten Thermometers um so mehr wachsen, je trockener die Luft ist. Aus dieser Differenz, aus der an dem trockenen Thermometer abgelesenen wirklichen Lufttemperatur, sowie aus dem Barometerstande, welcher gleichzeitig beobachtet wird, leitet man den Druck der Dämpfe und die relative Feuchtigkeit der Luft ab. Das Psychrometer ist in gleicher Weise vor störenden Einflüssen zu schützen wie das Thermometer (s. S. 154 f.); vor allem darf es dem Winde nicht ausgesetzt sein. Mit Hilfe von Tabellen, die sich auf Versuche und Rechnungen gründen, kann man aus den oben angegebenen Werthen unmittelbar den Dampfgehalt der Atmosphäre gewinnen.

Unter den neueren Hygrometern ist noch ein von Klinkerfues angefertigtes sinnreiches Instrument hervorzuheben: das Bifilarhygrometer[1]). Dasselbe wird im wesentlichen von einem an zwei Haaren bifilar aufgehangenen Stäbchen gebildet. Dieses wird durch zwei andere Haare verhindert, der Torsion der beiden ersten Fäden nachzugeben, welche das Bestreben haben, sich in eine Ebene zu stellen. In seiner äusseren Construction ähnelt dieses Instrument demjenigen, welches Gauss zur Messung der Aenderungen in der Intensität des Erdmagnetismus benützt hat; natürlich wird es durch ganz andere Kräfte bewegt als dieses.

Wie die Temperatur, so hat auch der Wasserdampf der Luft eine tägliche und jährliche Periode. Da bei hoher Temperatur die Verdunstung nicht nur eine weit kräftigere ist als bei niedriger, sondern auch bei grösserer Wärme die Luft mehr Wasserdämpfe in sich zu bergen vermag, so darf schon von vorn herein eine regelmässige, im allgemeinen den Wärmewandelungen entsprechende Ab- und Zunahme im Wassergehalt der Luft vermuthet werden, und in der That bestätigen dies die Beobachtungen.

Der tägliche Gang der Feuchtigkeitscurve hat an den oceanischen Ufern einen anderen Charakter als im Binnenlande. An allen

[1]) Klinkerfues, Theorie des Bifilarhygrometers. Göttingen 1875.

Küsten (mit Ausschluss der tropischen) ist die tägliche Periode folgende. Am geringsten ist der Druck der Wasserdämpfe zur Zeit der Morgendämmerung; er wächst während des Vormittags, erreicht Mittags zwischen 1 und 3 Uhr sein Maximum und sinkt dann während des Nachmittags und des Abends, sowie während der Nacht. Hier tritt uns die strenge Abhängigkeit der Dampfmenge in der Luft von den wechselnden Temperaturverhältnissen deutlich entgegen. Im Binnenlande höherer Breiten, sowie allüberall in der tropischen Zone ist die tägliche Periode des Dampfdruckes etwas anderer Art. Zwar ist auch hier bei Anbruch des Tages die Dampfmenge am geringsten; sie vermehrt sich jedoch nur bis gegen 8 oder 9 Uhr Morgens. In Folge der starken Erwärmung des Bodens entwickelt sich zu dieser Zeit ein aufsteigender Luftstrom und führt die Dämpfe der unteren Luftregionen in die Höhe; hierdurch vermindern sich die Dämpfe in der Nähe des Bodens, obgleich der Verdunstungsprocess unausgesetzt und in der Mittagsstunde unzweifelhaft in erhöhtem Grade fortdauert. Jener Rückgang im Dampfgehalt der Luft findet bis Nachmittags 2 oder 3 Uhr statt. Nun beginnt der aufsteigende Luftstrom schwächer zu werden, und je mehr er erstirbt, desto mehr Wasserdämpfe sammeln sich in den unteren Luftschichten an. Dadurch wird der Dampfdruck abermals vermehrt und zwar bis gegen 9 Uhr Abends. Dann aber veranlasst die weitere Abkühlung der Luftschichten eine Auscheidung der Dämpfe in Form von Thau, weshalb sich der Dampfdruck bis gegen Sonnenaufgang wieder verringert. An der Küste erweist sich der aufsteigende Luftstrom viel zu schwach, um derartige Wirkungen hervorzubringen. Während des Winters ist überdies in unseren Breiten die tägliche Periode sehr gering und nähert sich, da ein intensiver aufsteigender Luftstrom in dieser Jahreszeit fehlt, in ihrem Verlauf derjenigen, welche an der Küste beobachtet wird: die beiden Maxima um 9 Uhr Morgens und 9 Uhr Abends verschwinden und weichen einem Maximum um Mittag. Figur 19 stellt nach H. Mohn[1]) die Curven des täglichen Dampfdruckes im Juli für Bergen (B) und Upsala (U) dar; beide zeigen recht deutlich den oben erwähnten Gegensatz zwischen der Feuchtigkeitscurve für litorale und continentale Gebiete.

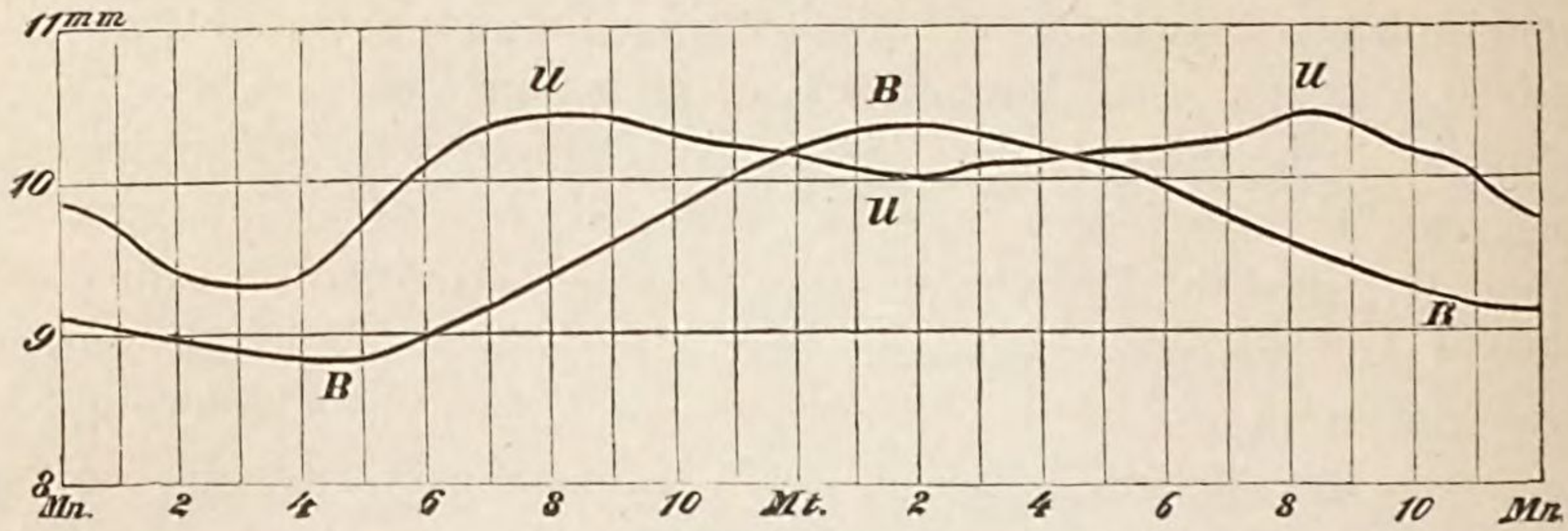
Noch enger als die tägliche Periode schliesst sich die jährliche Periode des Dampfdruckes an den Gang der entsprechenden Temperaturcurve an. In unseren Breiten kommt demgemäss der höchste Dampfdruck fast stets dem Juli und August, der niedrigste hingegen dem Januar und Februar zu. Er beträgt z. B. (in Millimetern)

[1]) Grundzüge der Meteorologie. 2. Aufl. Berlin 1879. S. 94.

	Januar.	Februar.	Juli.	August.	Amplitude.
für Berlin . . .	4,31	4,11	11,08	10,99	6,97
für London . . .	5,46	5,84	12,25	12,32	6,86
für Petersburg . .	2,73	2,62	10,49	10,69	8,07

Schon diese wenigen Beispiele lassen erkennen, dass die Amplitude des Dampfdruckes an Orten mit gleichmässigem Klima kleiner ist als

Fig. 19.



Die tägliche Periode des Dampfdruckes im Juli zu Bergen (B) und Upsala (U).

an solchen mit excessivem Klima; sie wächst also im allgemeinen, je tiefer wir in die Continente eindringen und je mehr wir uns von dem Aequator entfernen. So ist die jährliche Amplitude für Batavia = 2,1 Millimeter (Dampfdruck im April 21,8, im August 19,7 Millimeter); im Innern von Sibirien aber erreicht sie einen Werth von 9 bis 10 Millimetern.

Nimmt nach alledem die Periode der Dampfspannung oder der absoluten Feuchtigkeit einen ganz ähnlichen Verlauf wie die Periode der Lufttemperaturen, so ist die Dampfsättigung oder die relative Feuchtigkeit völlig entgegengesetzten Veränderungen unterworfen. Am frühen Morgen, also zu derjenigen Zeit, in welcher der Dampfdruck am geringsten ist, nähert sich die Luft dem Sättigungspunkte am meisten; zur Mittagszeit hingegen, wenn der absolute Wassergehalt am ansehnlichsten ist, besitzt die Luft die relativ grösste Trockenheit, d. h. der Thaupunkt liegt tiefer als sonst unter der Temperatur der Luft. In Uebereinstimmung hiermit erlangt auch die relative Feuchtigkeit der Luft im Winter ihr Maximum, im Sommer hingegen ihr Minimum.

Wäre allen Winden gleichmässig eine flüssige Bodenfläche dargeboten, aus welcher sie die Wasserdämpfe schöpfen, so würden sie bezüglich ihrer absoluten Feuchtigkeit dieselben Gegensätze zeigen wie bezüglich ihrer Temperaturen (vgl. S. 231). Die äquatorialen Winde würden die feuchten, die polaren Winde hingegen die trockenen sein. Da aber die obige Bedingung keineswegs erfüllt ist, die Winde vielmehr bald See-, bald Landwinde sind, so lassen sich die hygrometrischen

Werthe der verschiedenen Windrichtungen nicht einfach aus den thermischen Windrosen ableiten; sie weisen vielmehr nicht unbeträchtliche locale Abirrungen hiervon auf. Um die Abhängigkeit des Dunstdruckes von der Windrichtung übersichtlich darzustellen, hat man sogenannte atmische Windrosen construirt; sie belehren uns über die durchschnittliche Dampfspannung, welche jedem der Winde aus den Hauptrichtungen der Windrose zukommt.

So lautet die atmische Windrose für Halle nach Kämtz[1]):

Dampfspannung in Millimetern.							
N.	NO.	O.	SO.	S.	SW.	W.	NW.
6,72	6,56	6,90	7,31	7,83	7,47	7,26	6,90.

Aus den bisher entworfenen atmischen Windrosen ergeben sich folgende Resultate:

	Winter.		Sommer.	
	Höchster Druck der Wasserdämpfe.	Niedrigster Druck der Wasserdämpfe.	Höchster Druck der Wasserdämpfe.	Niedrigster Druck der Wasserdämpfe.
Südliches Norwegen . .	SW.	NNO.	SO.	NW.
London	SW.	ONO.	S.	NO.
Halle	S.	NO.	S.	NO.
Mühlhausen am Eichsfeld	SW.	NO.	S.	WNW.
Arys in Ostpreussen . .	W.	ONO.	OSO.	W.
Melbourne	SSW.	O.	NO.	NNW.

In Europa sind es im Winter meist Südwest-, im Sommer aber Süd- und Südostwinde, welche die grösste Dampfmenge mit sich führen, während Nordostwinde im Winter, Nordost- und Nordwestwinde aber im Sommer relativ arm an Wasserdämpfen sind. Merkwürdig ist es, dass in letzterem Falle die dampfarmen Winde grösstentheils Seewinde sind.

Auch die relative Feuchtigkeit erleidet je nach den herrschenden Winden bedeutende Schwankungen. An den Küsten besitzen Seewinde immer die grösste, Landwinde die geringste relative Feuchtigkeit. Im Innern Deutschland's ist nur im Sommer der Westwind feucht und der Ostwind trocken; im Winter besteht das entgegengesetzte Verhalten. So ersehen wir aus der von Kämtz für Halle berechneten atmischen Windrose, dass die Feuchtigkeit (ausgedrückt in Procenten der zur vollkommenen Sättigung nöthigen Dampfmenge) beträgt:

im Jahresmittel 78,3 (Max.) bei Nordwind, 73,0 (Min.) bei Ostwind,
im Winter . . 92,6 (Max.) bei Ostwind, 80,9 (Min.) bei Westwind,
im Sommer . 71,4 (Max.) bei Westwind, 61,3 (Min.) bei Ostwind.

Wie die Lufttemperatur, so nimmt auch die Menge des Wasserdampfes ab, je mehr man sich über den Spiegel des Meeres erhebt.

[1]) Vorlesungen über Meteorologie. Halle 1840. S. 122.

So fand Kämtz[1]) im September und October 1832 und 1833 auf dem Faulhorn in 2570 Meter Meereshöhe einen Dampfdruck von 4,128 Millimetern, während gleichzeitig in Zürich ein solcher von 9,253 Mm. beobachtet wurde. Nach H. Mohn[2]) ist das jährliche Mittel des Dunstdruckes für Christiania 5,3 Millimeter, auf dem Dovrefjeld aber, 643 Meter über dem Meeresspiegel, nur 4,2 Millimeter. Der Druck des Wasserdampfes vermindert sich übrigens weit rascher als der Luftdruck und sinkt schon in 1962 Meter Höhe auf die Hälfte und in 6500 Meter Höhe auf $^1/_{10}$ seiner Gesammtgrösse im Meeresniveau herab.

Die relative Feuchtigkeit der Luft in verschiedenen Höhen ist bedingt durch die Dampfmenge der oberen Schichten, sowie durch deren Temperaturen. Da sich nun beide, insbesondere aber die letzteren, vielfach in der Höhe regellos ändern, so gilt dasselbe auch von der relativen Feuchtigkeit der Luft. Dies haben die Ballonfahrten Glaisher's durchaus bestätigt. Sehr häufig bemerkte Glaisher beim Austritt aus einer trockenen Schicht einige Hunderte von Metern höher eine mit Feuchtigkeit gesättigte, und er kam zu dem Schlusse: In der Atmosphäre scheint stets eine gewisse Anzahl abwechselnd trockener und feuchter Schichten nach irgend einer Ordnung über einander gelagert zu sein und zwar nicht bloss in den niederen, sondern auch in sehr hohen Regionen; denn auch bei seinen höchsten Luftreisen sah er noch in grosser Höhe Wolken über sein Haupt hinziehen, in deren Nähe die relative Feuchtigkeit doch stets nahezu 100 Procent ist. Immerhin darf behauptet werden, dass in sehr bedeutenden Höhen der geringen absoluten Menge des Wasserdampfes entsprechend auch die relative Feuchtigkeit allmählich eine sehr geringe wird.

Erfolgt irgendwo in der Atmosphäre eine Temperaturerniedrigung, so nähert sich die Luft dem Sättigungspunkte. Ist dieser erreicht, so bewirkt jede weitere Abkühlung, dass sich ein Theil der Wasserdämpfe in tropfbarem oder festem Zustande ausscheidet. Diese Verdichtungsproducte bezeichnet man als Niederschlag. Derselbe führt je nach den Verhältnissen, unter denen er sich bildet, verschiedene Namen.

Thau und Reif nennt man ihn, wenn er unmittelbar am Boden entsteht, ohne dass sich hierbei die unterste Luftschicht trübt. Es geschieht dies immer dann, wenn die Temperatur der Erdoberfläche unter den Thaupunkt herabgesunken ist. Zunächst zeigt sich hierbei ein feiner Beschlag, der jedoch, indem er sich vermehrt, meist gar bald die Gestalt kleiner Wassertropfen annimmt. Eine starke Erkaltung

[1]) l. c. S. 108.
[2]) l. c. S. 97.

des Bodens und der über ihm sich ausbreitenden Luftschicht ist nur dann möglich, wenn der Himmel wolkenfrei oder die Wolkendecke sehr dünn und hoch ist; darum setzt reiche Thauentwicklung heitere Nächte, zugleich aber auch genügende Mengen von Wasserdämpfen in der Luft voraus. Die ersteren fehlen vielfach an oceanischen Gestaden, die letzteren aber auf weiten wasserlosen Flächen im Innern der Continente; in solchen Gebieten vermissen wir den Thau fast gänzlich. Nicht alle Stoffe werden gleich stark bethaut. Körper mit geringem Strahlungsvermögen, wie Steine, eignen sich wenig zur Erzeugung von Thau; dagegen wird das Holz der Thüren und Fenster, sowie das Gras der Wiesen stark vom Thau benetzt, weil diese Gegenstände die stärkste Wärmeausstrahlung besitzen.

Liegt der Thaupunkt unter dem Gefrierpunkt, so scheiden sich die Wasserdämpfe in fester Form, d. h. als Eiskrystalle aus; diesen gefrorenen Thau nennen wir Reif.

Da es unmöglich ist, den als Thau und Reif auf die Erde fallenden Wasserdampf der Luft auch nur einigermassen genau zu messen, so entsteht hierdurch eine nicht unwesentliche Lücke in der Kenntniss von dem Kreislauf des Wassers.

Eine andere Art des Niederschlags, der Regen, fordert vorherige Wolkenbildung.

Wolken und Nebel sind im Grunde ein und dasselbe: beide sind massenhafte Anhäufungen kleiner Wasserbläschen. Wir bezeichnen sie als Wolken, wenn sie hoch über uns hinwegziehen, als Nebel, wenn sie sich unmittelbar auf dem Boden auflagern. Die ersteren bewegen sich gewöhnlich durch weit kältere Räume und setzen sich daher bisweilen aus feinen Eisnadeln zusammen.

Wolken und Nebel erscheinen immer dann, wenn die Luft eine im Vergleich zu ihrer Temperatur zu grosse Menge von Wasserdämpfen enthält. Dieser Zustand der Atmosphäre kann auf dreifache Weise herbeigeführt werden:

1) Vom Meere oder der feuchten Erdoberfläche steigen mehr Dämpfe auf, als die Luft nach ihrer Temperatur aufzunehmen vermag. Dies geschieht natürlich nur dann, wenn das Wasser oder der feuchte Boden wärmer ist als die Luft und somit auch, der höheren Temperatur entsprechend, eine relativ kräftige Verdampfung stattfindet.

2) Die Luft erkaltet und nähert sich so dem Sättigungspunkte.

3) Zwei Luftschichten von verschiedener Temperatur berühren sich mit einander und zwar in der Weise, dass die wärmere Luftmasse an ihrer Grenzfläche bis unter ihren Thaupunkt abgekühlt wird, was sofort eine Ausscheidung des Wasserdampfes zur Folge hat. Eine wirkliche Durchdringung zweier ungleich erwärmten Luftströmungen

tritt wohl ebenso selten ein wie eine Mischung warmer und kalter Wassermassen im Ocean.

In den meisten Fällen entstehen die Wolken durch die Erkaltung der Luft. Sobald der Thaupunkt erreicht ist, hat jeder weitere Rückgang der Temperatur eine Trübung der Luft durch ausgeschiedenes Wasser zur Folge. Eine solche Abkühlung aber kann sich im wesentlichen auf dreifachem Wege vollziehen: indem eine senkrecht sich erhebende Strömung die Luft in höhere, kältere Regionen führt, ferner indem anfänglich horizontale Strömungen durch Bodenanschwellungen nach oben gedrängt werden (weshalb die Spitzen hoher Gebirge so häufig in Wolken gehüllt sind) und endlich, indem Strömungen (so besonders die Aequatorialströmungen) in horizontaler Richtung nach kälteren Gebieten fortschreiten.

Nach Howard[1]) theilt man die Wolken hinsichtlich ihrer Gestalt in drei Hauptarten ein.

1. Die Federwolke oder der Cirrus setzt sich zusammen aus zarten, glänzend weissen Wolkenfäden, welche oft langgestreckte, über den ganzen Himmel sich ausbreitende Reihen darstellen und deren Höhe nicht selten die der höchsten Gipfel der Erde (9000 Meter) übertrifft. Aus dem letzteren Umstande dürfen wir zugleich schliessen, dass sie Anhäufungen von feinen Eisnadeln sind, da in solchen Höhen die Temperatur stets weit unter den Nullpunkt herabsinkt.

2. Die Haufenwolke, Cumulus, ist aus grossen, kugel- oder traubenförmigen Dunstmassen gebildet, deren Grundfläche meist dunkel ist, während ihre Spitzen, gleich fernen Schneegebirgen, im Sonnenschein häufig in lichtem Glanze erscheinen. Sie ist in der tropischen Zone, sowie während des Sommers in unseren Breiten die gewöhnlichste Wolkenform und wird offenbar durch den aufsteigenden Luftstrom hervorgerufen, welcher die Wasserdämpfe der unteren, wärmeren Luftregionen in hohe, kältere emporträgt, wo sie sich in Folge der geringen Temperatur verdichten. Die horizontale Basis der Haufenwolken befindet sich in derjenigen Luftschicht, in welcher der empordringende Strom bis auf den Thaupunkt erkaltet. Ihre Abhängigkeit von einer derartigen Strömung wird am deutlichsten daraus erkannt, dass sie vielfach erst gegen Mittag auftauchen und sich nicht selten in den späteren Nachmittagsstunden wieder auflösen, wenn die Kraft dieses Stromes nachlässt und sie sich vermöge ihrer Schwere in die unteren, wärmeren Schichten herabsenken.

3. Die Schichtwolke, Stratus, besteht aus weitausgedehnten horizontalen Wolkenstreifen, durch welche namentlich gegen Abend bisweilen prachtvolle Lichtphänomene bewirkt werden.

[1]) Climate of London. London 1820. Vol. II, p. 329.

Diesen Grundformen hat man noch folgende Uebergangsformen hinzugefügt:

4. Der Cirrocumulus oder die fedrige Haufenwolke, vom Volksmunde als „Schäfchen“ bezeichnet, ist eine Vereinigung zahlreicher kleiner, weisser, abgerundeter Wölkchen.

5. Der Cirrostratus oder die fedrige Schichtwolke ist die (vielfach nur perspectivische) Verbindung vieler Federwolken zu langgestreckten Streifen, wie sie öfter am Horizonte beobachtet werden; im Zenith würde man statt derselben eine Nebeneinanderlagerung zarter Wölkchen bemerken.

6. Der Cumulostratus, die streifige Haufenwolke, ist zu betrachten als eine Zusammenschaarung von Haufenwolken. Die Gestalt derselben ist oft ganz unregelmässig und zerrissen. Ihre Farbe ist dunkel, so dass bisweilen der ganze Himmel, namentlich der Horizont durch sie einen blauschwarzen Farbenton erhält.

7. Der Nimbus oder die Regenwolke entwickelt sich am häufigsten aus dem Cumulostratus, bisweilen jedoch auch aus anderen Wolkenformen.

Die Howard'sche Terminologie berücksichtigt nur die äussere Erscheinung der Wolken; einen Schritt weiter ging Poey in Havana, indem er ein System schuf, welches sowohl die Ursache, als auch die Art und Weise der Wolkenbildung zum Ausdruck bringt. Von den Howard'schen Wolkenformen hat Poey nur den Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus und den Cumulus in seine Classification herübergenommen; dagegen wurden der Stratus, Cumulostratus und Nimbus ausgeschieden und neue Formen dafür eingeführt. Die wichtigste der letzteren ist das Pallium oder die Deckenwolke, d. i. die graue, aschfarbige Wolke, deren gleichförmiges Gewand sich oft über den ganzen Himmel ausbreitet und aus der so häufig der Regen herabströmt. Die dichten, massigen Wolken nun, welche sich beim Aufhören einer Regenperiode an der Unterfläche des Palliums isoliren, heissen nach Poey Palliocumulus; sie sind also das tiefere Lager jenes weiten, dichten Wolkenmantels. Theilt sich hierauf der Palliocumulus in zahlreiche Bruchstücke von unbestimmter, unregelmässiger und sehr manigfaltiger Form, welche von einem tieferen Luftstrom rasch hinweggetrieben werden, so haben wir den Fractocumulus, die Windwolke. Wenn aber am Ende eines Regenschauers die Wolkenhülle zerreisst, zeigt sich durch die Wolkenöffnungen zugleich noch ein höheres und weisseres Wolkenlager aus Feder- und Federschichtwolken: der Palliocirrus oder die Deckenwolke.

Die sieben Wolkenformen Poey's heissen demnach: 1. die Federwolke (Cirrus), 2. die fedrige Schichtwolke (Cirrostratus), 3. die fedrige

Haufenwolke (Cirrocumulus), 4. die Deckenwolke (Palliocirrus), 5. die Regenwolke (Palliocumulus), 6. die Windwolke (Fractocumulus), 7. die bergförmige Wolke (Cumulus).

Die Entwicklung dieser einzelnen Formen charakterisiren wir am besten mit den Worten K. Fritsch's folgendermassen [1]): Die Federwolke (Cirrus) ist eine gestreifte, träge Wolke, welche sich in den höchsten Regionen der Atmosphäre bei sanfter Berührung von wirklichem Froste bildet. Die fedrige Schichtwolke (Cirrostratus) ist eine gestreifte, zu einem Flor gewebte Wolke, welche entsteht, wenn der Frosthauch herabsinkt in eine tiefere Region mit häufigeren Wasserdünsten. Die fedrige Haufenwolke (Cirrocumulus) ist eine Frostwolke, deren Ränder getüpfelt und abgerundet sind; sie entsteht, wenn die Lufttemperatur sich ein wenig über den Frostpunkt erhebt. Der Palliocirrus ist eine hohe Eiswolke, welche sich bei genügender Feuchtigkeit verdichtet und vermehrt, nicht minder kalt, obgleich sie sich dem Punkt der Sättigung mit Dünsten nähert oder ihn erreicht, wobei sie Niederschläge veranlasst. Der Palliocumulus ist Wasserdunst in den tieferen Regionen der Atmosphäre, welcher bald mehr, bald weniger angehäuft ist bis zum Sättigungspunkte oder Niederschlage. Der Fractocumulus ist eine Wolke von stets wechselnder äusserer Form, organisch aber und in der That bezeichnet durch seine unveränderliche Art der Bildung — in Folge der raschen Trennung der zerfallenden Wolkenmassen in isolirte Theile bei dem Treiben des bewegenden Windes. Die Haufenwolke (Cumulus) ist Wasserdunst, welcher verdichtet wird durch den aufsteigenden Luftstrom der Atmosphäre bei vereintem Einflusse der Abkühlung und des abnehmenden Luftdruckes.

Die Grösse der Bewölkung drückt man jetzt fast allgemein durch die Zahlen 0 bis 10 aus und zwar in der Weise, dass 0 den gänzlich unbewölkten, 10 hingegen den in dichten Nebel gehüllten Himmel bedeutet. Die Zahl 1 giebt an, dass $^1/_{10}$ des Himmels mit Wolken bedeckt ist; 2 und 3 heisst leichtbewölkt, 4 beinahe halbklar, 5 halbklar, 6 nicht ganz halbklar, 7 und 8 stärker bewölkt, 9 fast völlig bewölkt.

Auch die Bewölkung hat ihre tägliche und jährliche Periode. Die erstere tritt am entschiedensten in der Calmenzone hervor, indem an vielen Stellen derselben im grössten Theile des Jahres die Sonne bei klarem Himmel auf- und untergeht, während in den Mittagsstunden eine kräftige Wolkenentwicklung stattfindet. In der gemässigten Zone ist die tägliche Periode besonders im Sommer bemerkbar. Die Be-

[1]) Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 325.

wölkung wächst während des Vormittags, erreicht gegen Mittag ihr Maximum und verringert sich wiederum bis gegen Abend. Die Nächte sind verhältnissmässig häufig klar. Die Vermehrung der Wolken zur Mittagszeit wird durch den aufsteigenden Luftstrom herbeigeführt. In den Wintermonaten ist bei uns die tägliche Periode wenig scharf ausgeprägt. Die dichten Nebel, welche sich am Morgen über die Erde ausbreiten, werden gewöhnlich während des Tages verscheucht, so dass die Klarheit des Himmels gegen Abend am grössten ist. In den Polargegenden wird während des grössten Theiles des Jahres die tägliche Periode diesen Charakter zeigen.

Die jährliche Periode ist je nach localen Verhältnissen sehr verschieden. In dem Gebiete der Calmen, das freilich mit dem Stande der Sonne kleinere oder grössere Verschiebungen erleidet, ist in Folge der starken Ascensionsströmung die Wolkenbildung das ganze Jahr hindurch eine so kräftige, dass man diese Zone recht treffend als den Aequatorialwolkenring bezeichnet hat[1]). In Vorderindien hängt die Wolkenbildung streng von dem Wechsel der Monsune ab. Der im Sommer wehende Südwestmonsun trägt die Dämpfe des warmen Indischen Oceans nach dieser Halbinsel und hüllt insbesondere die Berglandschaften an der Westküste und im Innern des Landes in Wolken, während der winterliche Nordostmonsun, der vom Lande her bläst, Klarheit des Himmels bewirkt. Die Ostküste von Vorderindien bietet hierzu den schärfsten Contrast, weil der Südwestmonsun für sie ein relativ trockener Landwind, der Nordostmonsun aber ein feuchter Seewind ist. Da im Winter die barometrischen Maxima meist im Innern der Continente liegen und somit die Luft von hier nach dem Meere abfliesst, so ist in der Mitte der continentalen Länderräume der Winter relativ heiter, während die sommerliche Auflockerung der Luft Seewinde herbeizieht und so Trübung veranlasst. In Europa weisen die Winter mit ihren vorherrschenden Südwestwinden die stärkste Bewölkung auf; die Westwinde des Sommers aber vermögen deshalb keine so dicke Wolkendecke zu erzeugen, weil der continentale Boden im Sommer stärker erwärmt wird und somit eine grössere wolkenzerstreuende Kraft besitzt. Doch trübt sich im allgemeinen der Himmel am meisten bei Südwestwind, am wenigsten bei Nordostwind.

Wie in den angeführten Beispielen, so ist auch sonst der durchschnittliche Grad der Bewölkung in erster Linie von den Winden abhängig. Eilen die Winde aus höheren Breiten nach niederen, also

[1]) M. F. Maury, Physical Geography of the Sea. 16th ed. London 1877. p. 270 sq.

nach wärmeren Gebieten, so entfernen sie sich von ihrem Sättigungspunkte; wehen sie hingegen umgekehrt aus niederen Breiten nach höheren, so nähern sie sich in gleichem Masse demselben. Somit bewirken Polarströme meist Heiterkeit des Himmels; Aequatorialströme hingegen haben Wolken in ihrem Gefolge. Darum ist auf der nördlichen Halbkugel der Sonnenschein vornehmlich ein Geschenk der Nordostwinde, trübes Wetter aber insbesondere ein Begleiter der Südwestwinde. Demnach finden wir in der tropischen Zone, wo die Passate, also Polarwinde vorherrschen, meist einen wolkenlosen, tiefblauen Himmel, namentlich zwischen der höchsten Lage ihrer Aequatorial- und der niedrigsten Lage ihrer Polargrenze. Zwischen Nordost- und Südostpassat ist der Aequatorialwolkenring wie ein schmales Band eingeschaltet. An den Polargrenzen der Passatzone entsteht durch das Herabkommen des rücklaufenden Passates eine Trübung der Atmosphäre, welche dem mit der Sonne polwärts rückenden Passat periodisch weicht. So zeigt also diejenige Zone, die nur periodisch dem Passatgebiete angehört, einen regelmässigen Wechsel zwischen Heiterkeit und Trübung des Himmels, welcher sich völlig dem jährlichen Gang der Sonne unterordnet. Weiter polwärts jedoch verändert sich die Bewölkung des Himmels ebenso unregelmässig wie die Windrichtung: sie erreicht bald ein Maximum, bald ein Minimum, je nach dem der Aequatorial- oder Polarstrom vorwaltet. Freilich bestimmen diese niemals allein die Grösse der Bewölkung; diese wird vielmehr gleichzeitig durch die grössere oder geringere Entfernung eines Ortes vom Meere, sowie namentlich durch die eigenthümlichen Terraingestaltungen, die ihn umgeben, wesentlich beeinflusst.

Steigt nämlich feuchte Luft an einem wallartig sich erhebenden hohen und steilen Gebirge empor, so erfolgt eine Erkaltung derselben und, wenn die Temperaturerniedrigung den Thaupunkt überschreitet, eine Trübung: die Berge hüllen sich in Wolken. Oft vollzieht sich auf den Höhen eine Wendung des Wetters, welche in der davor liegenden Ebene einige Tage später zur Geltung gelangt, weshalb die Gebirgsbewohner nicht ganz mit Unrecht nach den Häuptern ihrer Berge sehen, um das Wetter für die nächsten Tage zu ermitteln. Die Fähigkeit der Gebirge, Wasserdämpfe zu condensiren, tritt uns besonders an der Westküste Vorderindien's in grossartiger Weise entgegen. Die Westghats bilden einen gewaltigen Damm gegen die Südwestmonsune und sind daher während der halbjährigen Herrschaft derselben beständig von den dichtesten Wolken umlagert, aus denen sich furchtbare Gewitter entladen. Ebenso verschleiern mächtige Nebel, die unzertrennlichen Gefährten der Südwestwinde an der Westküste Nordamerika's, ausserordentlich häufig die westlichen Randketten und die davor liegen-

den Inseln, wie Sitcha u. a. Aehnliches berichtet uns Leopold v. Buch von den Nebeln der norwegischen Küste, wenn er sagt: „Die Sonne zeigt sich auf den Inseln nur als eine Seltenheit; der Sommer ist ohne Wärme, und kaum mag man sich einiger wenigen heiteren Tage erfreuen. In wenig Augenblicken treibt der Nordwest aus dem Meere dicke Wolken über das Land; Ströme von Regen stürzen daraus hervor, und die Wolken ziehen Tage lang über den Boden hin[1])."

Verdichtet sich eine Wolke durch Erkaltung noch weiter, so verwandeln sich die feinen Nebelbläschen, aus denen sie besteht, in Wassertropfen bei einer Temperatur von über 0° C., in Eiskrystalle (Schnee) bei einer Temperatur unter 0° C. Regen und Schnee nennt man auch zusammenfassend Niederschläge.

Die Häufigkeit derselben wird gewöhnlich ausgedrückt durch die Zahl der Tage, an denen es regnet oder schneit; hingegen bezeichnet man die Menge des als Regen oder Schnee auf die Erdoberfläche fallenden Wassers durch Angabe der Höhe, bis zu welcher Regen und Schnee (letzterer geschmolzen) den Boden bedecken würden, wenn sie auf einer horizontalen Fläche sich ansammelten und weder einsickerten, noch verdunsteten. Diese Höhe heisst die Regenhöhe eines Ortes.

Zur Ermittelung der letzteren bedient man sich eines Instrumentes, welches die Namen Regenmesser, Ombrometer, Udometer oder auch Hyetometer führt und im allgemeinen von folgender Construction ist: Es wird im wesentlichen von einem runden oder viereckigen Gefässe gebildet, welches nach oben offen ist und dessen Boden wie ein Trichter konisch vertieft ist. Durch eine kleine Oeffnung des letzteren läuft das Wasser in ein engeres Sammelgefäss hinab, in welchem es durch den darüber liegenden Trichterboden gegen Verdunstung geschützt ist. Mittelst eines Hahns wird in gewissen Intervallen (insbesondere nach jedem Regen- und Schneefall) das Wasser in ein graduirtes Glasgefäss abgelassen, dessen Querschnitt meist viel kleiner ist als der des Regenmessers. Verhält er sich zu dem des Hauptgefässes beispielsweise wie 1 : 10, so beträgt die Regenhöhe nur $\frac{n}{10}$ Millimeter, wenn das Wasser in dem Messcylinder bis zum $n$ten Theilstrich emporreicht.

Die Aufstellung des Regenmessers erfordert manigfache Vorsichtsmassregeln. Vor allem ist darauf zu achten, dass der hierzu gewählte Ort möglichst dieselben Regenmengen empfängt wie die nähere und weitere Umgebung. Regen und Schnee müssen darum von allen Seiten freien Zutritt haben; durch genügende Höhe muss allen Schnee-

[1]) L. v. Buch, Reise durch Norwegen und Lappland. Berlin 1810. Bd. II, S. 42 f.

verwehungen vorgebeugt sein; auch darf die Oeffnung des Regenmessers nach oben durchaus nicht von der horizontalen Richtung abweichen.

Ferner ist es nicht gleichgiltig, in welcher Höhe über dem Boden das Instrument sich befindet; denn die Regenmenge eines Ortes nimmt nach oben hin ab. Diese Thatsache entdeckte bereits Heberden um die Mitte des vorigen Jahrhunderts; sein Regenmesser auf dem Thurme der Westminsterabtei in London zeigte nämlich weniger Regen an als der auf dem Boden. Aehnliche Beobachtungen machten Dalton zu Manchester, Phillips und Gray in York, Person zu Besançon, Prestel in Emden, Hellmann in Breslau u. a.[1]) Besonders werthvoll sind die einen ausserordentlich langen Zeitraum (1817 bis 1848) umfassenden Pariser Aufzeichnungen, welche das Resultat geliefert haben, dass im Hofe der Pariser Sternwarte im Laufe des Jahres durchschnittlich 576,79 Millimeter, auf der 28,8 Meter höher liegenden Terrasse aber nur 507,41 Millimeter Regen fallen[2]). Das Wachsthum der Regenhöhe nach unten erklärt sich daraus, dass sich die Regentropfen auf ihrem Wege durch die mit Wasserdampf gesättigte Atmosphäre vergrössern, indem sie sich mit den in der Luft schwebenden Dunstbläschen vereinigen. Doch ist es bisher noch nicht gelungen, ein auch nur für die unteren Luftschichten geltendes Gesetz der Regenverminderung nach oben zu ermitteln.

Wenn wir weiter unten öfter die meist aus einer längeren Reihe von Beobachtungsjahren abgeleiteten mittleren jährlichen Regenmengen anführen, so darf dabei nicht vergessen werden, dass in den einzelnen Jahren grosse Abweichungen von dem allgemeinen Jahresmittel vorkommen. So haben New-Yorker Beobachtungen von 1836 bis 1854 im Jahre 1840 ein Minimum von 758, im Jahre 1837 ein Maximum von 1664 Millimetern ergeben. Bei Key-West (Florida) wurde innerhalb der Jahre 1833 bis 1845 das kleinste Jahresmittel (520 Millimeter im Jahre 1838) von dem grössten (1513 Millimeter im Jahre 1841) um das Dreifache übertroffen[3]). Frankfurt a. M. hat nach den Aufzeichnungen von 1837 bis 1867 eine mittlere Regenhöhe von 25,9 Par. Zoll; doch war der höchste Werth (53,2 Zoll im Jahre 1867) viermal so gross als der niedrigste (13,5 Par. Zoll im Jahre 1864)[4]). Im Gouvernement Taurien kommen sogar Jahrgänge vor, wo es weder regnet noch schneit. So erlebte Teetzmann eine Dürre von 20 Monaten (1832 und 1833), in denen kein Tropfen, keine Flocke zu Boden fiel;

[1]) E. E. Schmid, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1860. S. 693.
[2]) Annuaire météorologique de la France pour 1851. Tome III, p. 158.
[3]) Blodget, Climatology of the United States etc. Washington 1857. p. 66.
[4]) Joh. Müller, Kosmische Physik. 4. Aufl. Braunschweig 1875. S. 709.

in anderen Jahren verminderte sich die Menge des Niederschlages auf weniger als ein Zehntel des Betrages von nassen Perioden (wie des Jahres 1838) [1]).

Auf solche Anomalien muss man schon deshalb gefasst sein, weil Häufigkeit und Menge des Niederschlages in erster Linie von den herrschenden Winden abhängen, diese aber in der gemässigten Zone nicht bloss ziemlich regellos ihre Richtung wechseln, sondern auch von unberechenbarer, bald grösserer, bald geringerer Stetigkeit sind.

Um ein Gesammtbild von den örtlichen Unterschieden der Regenmenge auf einem grösseren Länderraum zu erhalten, entwirft man jetzt Regenkarten, wobei man in folgender Weise verfährt: Nachdem man die mittleren jährlichen Regenhöhen für eine grössere Anzahl von Orten zusammengestellt hat, verbindet man alle Orte, welche gleich viele Niederschläge empfangen, durch Linien (Isohysten), die in sich selbst zurücklaufende Curven bilden. Uebersichtlicher wird die Karte dadurch, dass man (ähnlich wie bei hypsometrischen Karten) den einzelnen Benetzungsstufen, d. h. den Zwischenräumen zwischen benachbarten Curven, verschiedene Farbentöne verleiht. Derartige Karten wurden gezeichnet von Fritsch für Böhmen, von C. v. Sonklar für Oesterreich-Ungarn [2]), von Delesse für Frankreich [3]), von Keith Johnston für die britischen Inseln [4]) und von O. Krümmel für Deutschland [5]), sowie für das gesammte Europa [6]). Für die aussereuropäischen Erdtheile fehlen bis jetzt derartige Karten gänzlich.

Noch bedeutungsvoller für die Physik der Atmosphäre sind diejenigen Karten, welche weniger nach der Grösse des Regenfalls, als vielmehr nach der Gleichartigkeit der Erscheinungen in dem jährlichen Witterungsgang die Erdräume in gewisse Zonen theilen.

Den frühesten Versuch, die Erdoberfläche in Regenzonen zu zerlegen, verdanken wir Heinrich Berghaus, der im Jahre 1840 in seinem „Physikalischen Atlas“ (1. Abtheilung, Meteorologie, Tafel IX) die erste Regenkarte veröffentlichte. Wesentlich vervollkommnet wurde dieses Bild durch A. Mühry, der im Jahre 1860 einen neuen Ent-

[1]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. I, S. 458.

[2]) Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft zu Wien. Bd. IV (1860), Taf. IV.

[3]) Distribution des pluies en France im Bulletin de la Soc. de Géogr. de Paris, Août 1868.

[4]) Hydrographical map of the British Isles.

[5]) Andree-Peschel, Physikalisch-statistischer Atlas des Deutschen Reichs. Leipzig 1876. Bd. I, Karte VI.

[6]) Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Bd. XIII (1878), Tafel III.

wurf einer derartigen Karte lieferte [1]). Der Hauptmangel derselben besteht darin, dass oceanische und continentale Räume meist nach demselben Schema behandelt sind. Beide weisen jedoch bezüglich ihrer Regenzonen ähnliche Gegensätze auf wie die Windsysteme, welche über ihnen zur Herrschaft gelangen. Diesen Fehler beseitigte A. Wojeikof in einer trefflichen Schrift, betitelt: „Die atmosphärische Circulation“ [2]). Die nachfolgenden Betrachtungen, sowie der Entwurf der beigegebenen Regenkarte (Fig. 20) stützen sich in erster Linie auf diese in mehrfacher Hinsicht bahnbrechende Arbeit.

Wir durchwandern nun die verschiedenen Regenzonen der Erde und beginnen hierbei mit den Zonen der äquatorialen Regen, der regenlosen Passate und der tropischen Regen. Hierauf betreten wir die subtropischen Regengebiete und die grosse asiatisch-australische Monsunzone, sowie endlich die Wüstenräume der gemässigten Zone und die Zone mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten. Von den genannten Zonen sind drei fast ausschliesslich auf oceanische Gebiete beschränkt: die Zonen der äquatorialen Regen, der regenlosen Passate und der subtropischen Regen.

Die äquatoriale Regenzone fällt im allgemeinen mit dem Gürtel der äquatorialen Windstillen (Calmen) zusammen und verschiebt sich wie diese mit dem wechselnden Sonnenstande innerhalb einer jährlichen Periode bald nach Norden, bald nach Süden. Im Atlantischen Ocean hält sie sich zwischen 0 und 10 Grad n. Br., erstreckt sich jedoch im Sommer und Herbst in der Nähe von Afrika bis zum 12. Grad n. Br. und im Frühling und Sommer an der südamerikanischen Küste bis zum 5. Grad s. Br. In dem Stillen Ocean finden wir die äquatoriale Regenzone etwa zwischen dem 2. und 12. Grad n. B.; sie gehört demnach (wenigstens westlich der Galapagos) ganz der nördlichen Halbkugel an. Doch reicht sie nach Westen nicht bis zum asiatischen Continent; vielmehr endet sie bereits im Meridian der Marianen. Andrerseits aber machen sich oceanische Einflüsse über einem Continente, nämlich über Südamerika, so sehr geltend, dass auch ihm eine äquatoriale Regenzone zugeschrieben werden darf. So behauptet sich die mit Calmen und Westwinden verbundene Regenzeit in den Llanos des Orinoco nach dem Berichte A. v. Humboldt's vom Mai bis October und (nach Bates) in der Nähe des Amazonas vom Februar bis Juli. Weiter aufwärts am Amazonas dauert bei schwächer werdenden Westwinden die Regenzeit zehn Monate oder gar das ganze Jahr hindurch. Im Mittel scheint die Calmenzone hier in dem

[1]) Petermann's Mittheilungen 1860, S. 1—9 („Die geographische Vertheilung des Regens auf der Erde“).

[2]) Ergänzungsheft 38 zu Petermann's Mittheilungen. 1874.

Die Regenzonen der Erde.

Nach A. Wojeikof.

Gebiete mit einer Regenhöhe von mehr als 1200 Millimetern.

Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde. *F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.*

Fig. 20.

Raume zwischen dem 3. Grad s. und dem 8. Grad n. Br. zu liegen. Uebrigens bringt in Guyana auch der Passat bisweilen Regen mit sich, was nach Wojeikof zum Theil durch die Condensation in der Passatströmung selbst, namentlich über den feuchten Wäldern, zum Theil aber auch durch das Auftreten von feuchten westlichen Winden über dem Passate veranlasst sein kann.

In der äquatorialen Regenzone ist die Luft fast immer reich beladen mit Wasserdämpfen, welche die Passate auf ihrem Wege nach dem Aequator aufgenommen haben. Die grosse Wärme und Feuchtigkeit verursachen ein kräftiges Aufsteigen der Luft; in den höheren, kälteren Luftregionen aber erfolgt sofort eine Erkaltung und Verdichtung der Dämpfe zu Tropfen, weshalb dann unter gewaltigem Blitzen und Donnern mächtige Regenströme herabrauschen. Da des Nachts die Ascension der Luft ermattet, so sind die Nächte gewöhnlich heiter und regenlos. Doch gilt das Gesagte keineswegs für alle Tage des Jahres; vielmehr giebt es, wie die „Pilot Charts for the Atlantic Ocean“ (veröffentlicht von dem Londoner Meteorological Office) uns belehren, keinen Punkt im Atlantischen Ocean, welcher das ganze Jahr hindurch Regen hätte, und dasselbe gilt wohl für jeden Punkt des offenen Oceans. Doch ist die Regenhöhe hier überall eine sehr bedeutende und überschreitet wohl durchweg 1200 Millimeter. Maranhão in Brasilien ($2^1/_2$ Grad s. Br.) und die Sierra-Leone-Küste, beide am Rande dieser Zone gelegen, haben eine jährliche Regenmenge von 7110 und 3195 Millimetern.

Dass die äquatoriale Regenzone während unseres Sommers nirgends bis zum nördlichen Wendekreise rückt, hat darin seinen Grund, dass sich das Wasser nur langsam erwärmt und die Sonne eine viel zu kurze Zeit senkrecht über den Gegenden des Wendekreises steht, als dass sie hier einen kräftigen aufsteigenden Luftstrom erzeugen könnte. Die einseitige Verschiebung dieser Zone nach der nördlichen Halbkugel aber erklärt sich dadurch, dass die letztere bis zum 40. Breitengrad wesentlich höhere Temperaturen besitzt als die südliche bis zu gleicher Breite (vgl. S. 181 ff.) und dass die Passate der südlichen Halbkugel über deren weiten Wasserflächen eine grössere Stärke entfalten als über den nordhemisphärischen Gebieten (s. S. 88), somit diese Zone auch weiter nach Norden zurückdrängen.

Nord- und südwärts von der Zone der äquatorialen Regen finden wir über den Oceanen die regenlosen Passatzonen. Sie reichen im nordatlantischen Becken vom 10. bis 27. Grad n. Br., im südatlantischen Becken vom Aequator bis zum 24. Gr. s. Br., im Indischen Ocean vom 10. bis 23. Grad s. Br., im nordpacifischen Ocean vom 11. bis 22. Grad n. Br. und im südpacifischen Ocean vom 2. Grad n. Br. bis zu einer Linie, die sich vom 9. Grad s. Br. im Westen weiter ostwärts

allmählich bis zum südlichen Wendekreise senkt. Mit vollem Rechte trägt Wojeikof im Gegensatz zu Mühry diese Zonen in seine Regenkarte ein; denn die Passate sind Winde, welche stets aus kälteren nach wärmeren Gegenden blasen, sich also vom Sättigungspunkte mehr und mehr entfernen. Demnach sind Gebiete, welche fortdauernd von den Passaten beherrscht werden, unbedingt regenlos, sobald der Luftstrom, wie dies auf dem Meere der Fall ist, durch keinerlei Unebenheiten nach oben gedrängt wird. Es spannt sich also immer ein heiterer Himmel über diesen Seeregionen aus, und der Schiffer sieht sich fast nie durch heftige Stürme bedroht.

Anders verhält es sich mit den Continenten und Inseln der Tropengebiete; sie bilden eine dritte Zone: die der tropischen Regen. Hier werden selbst die Passate zu Regenwinden, wenn sie durch Gebirge und Hochländer gezwungen werden, sich in höhere, kältere Luftschichten zu erheben, in denen ihre Wasserdämpfe condensirt werden. Ferner wird das Wehen des Passats auf dem Festlande wie auf Inseln, namentlich bei senkrechtem Sonnenstande, oft auf längere Zeit unterbrochen; es bilden sich dann Calmen, und zugleich führen aufsteigende Luftströme ebenso heftige Regengüsse herbei wie in der äquatorialen Regenzone über dem Meere. Auch die durch die sommerliche Auflockerung der Luft über den Continenten herbeigezogenen jahreszeitlichen Seewinde, sogenannte Monsune, bewirken vielfach locale Condensationen. Kommt der Passat auf weiten einförmigen Länderräumen fortgesetzt zur Geltung, so sind diese ebenso regenlos wie die oceanischen Passatzonen, was wir an dem Gebiet der Sahara am deutlichsten erkennen. Die Zone der tropischen Regen findet sich demnach nur da, wo innerhalb der jährlichen Periode der Passat zeitweise wesentlich in seinem normalen Verlaufe gestört wird.

Da sich in der tropischen Regenzone der Regengürtel mit der Sonne nach Norden und Süden verschiebt, so besitzen im allgemeinen die Gegenden um den Aequator zwei Regenzeiten: die eine im Frühling, die andere im Herbst; in der Nähe der Wendekreise aber verschmelzen sich dieselben zu einer Regenperiode, welche dem Hochsommer der betreffenden Gebiete angehört. Demnach vertritt die Trockenperiode der Tropen unseren Winter, die Regenzeit aber den Sommer[1]).

In Afrika entwickeln sich die tropischen Regen in folgender Weise. In dem südlich vom 18. Grad n. Br. gelegenen Sudan fallen sie in der Mitte des Sommers, d. h. wenn die Sonne ihren höchsten Stand

[1]) Eine Theilung der tropischen Regenzone in einen Gürtel mit zweifacher und in einen solchen mit einfacher Regenzeit (vgl. Mühry's Regenkarte in Petermann's Mittheilungen 1860, S. 1) unterlässt Wojeikof absichtlich, weil diese Verhältnisse örtlich ausserordentlich wechseln.

erreicht. An der Küste von Nordguinea herrschen Südwestwinde, also Seewinde, herbeigezogen durch die stete Auflockerung der Luft über dem Continente, während des ganzen Jahres vor. Im Winter sind sie jedoch schwach und räumlich sehr beschränkt, während sie im Sommer, ihrer grösseren Kraft entsprechend, bis zur Südgrenze der Sahara vordringen und dabei unter fürchterlichen Gewittern reiche Regenmengen entladen. Freetown an der Sierra-Leone-Küste hat bei einer jährlichen Regenhöhe von 3195 Millimetern in den drei regenreichsten Monaten (Juli bis September) eine Regenhöhe von 2012, in den drei trockenen (Januar bis März) nur von 39 Millimetern [1]).

In Südafrika sind die Regenverhältnisse an der Ost- und Westküste völlig verschiedene. Im östlichen Theile, wo der Passat an dem Hochlande emporsteigt, wird er selbst zu einem Regenwinde, namentlich in der wärmeren Jahreszeit, in welcher er mit Dämpfen reicher gesättigt ist. In der Nähe des Aequators dauert die Regenzeit vielfach 10 Monate, an den grossen centralafrikanischen Seen (Ukerewe- und Mwutan-See) sogar das ganze Jahr hindurch. In höheren Breiten findet sich jedoch eine scharfe Trennung von nasser Jahreszeit (während des südhemisphärischen Sommers) und trockener (während der nördlichen Declination der Sonne). Die Zone der tropischen Regen entfernt sich hier sogar mehr als 30 Grade vom Aequator. Viel regenärmer als die Osthälfte Südafrika's ist die Westhälfte. Mögen hierzu auch die Passate beitragen, welche beim Ueberschreiten des Hochlandes ihre Feuchtigkeit verlieren, so kommen sie doch sicher nicht in erster Linie in Betracht; denn an der Westküste walten zu allen Jahreszeiten Südwest- und Südwinde vor, welche als relativ kalte Winde (ihr Ausgangsgebiet ist die kalte Benguela-Strömung) zugleich trocken sind. Daher breitet sich nördlich vom Caplande an der Westküste zwischen dem 18. und 29. Grad s. Br. ein weites regenarmes Wüstengebiet aus: das Gebiet der Kalahari. Erst nordwärts vom 18. Grad s. Br., wo die Benguela-Strömung von der Küste zurückzuweichen beginnt, entwickeln sich theils bei Calmen und aufsteigendem Strome, theils bei Südwestwinden zur Zeit des höchsten Sonnenstandes stärkere Regengüsse.

Ausser in Afrika begegnen wir auch über dem Caraibischen Meere und dem Busen von Mexico und an deren Ufern, sowie in Südamerika Zonen tropischer Regen. Auf den Antillen fällt die Regenzeit in den Sommer und Herbst. Im Sommer bilden sich bei hohem Sonnenstande locale Calmen mit Gewittern; im Herbst haben die beiden genannten

[1]) Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. V (1870), S. 122.

Meere ihre höchste Temperatur (vgl. Fig. 5 zu S. 36); die Passate sind daher mit reichen Mengen von Wasserdämpfen erfüllt und scheiden diese über den bereits erkaltenden Landgebieten unter heftigen Windstössen und Windwirbeln (Hurricanes) wieder aus. Natürlich empfangen zu dieser Zeit die Ostküsten die Haüptregenmengen; so beträgt die Regenhöhe für Belize (Britisch-Honduras) im October allein 400 Millimeter. Doch fehlt auf der Ostküste, auf welche der Passat stets auftrifft, der Regen zu keiner Jahreszeit, während auf der Westseite die Regenzeit auf etwa 4 bis 5 Sommermonate beschränkt ist, auf diejenigen Monate nämlich, in denen der Passat durch die von der Südsee her wehenden Südwestmonsune verdrängt wird. Zu dieser Zone gehört endlich auch die Nordküste von Südamerika, deren Regenzeit etwa vom Juni bis October dauert.

In der eigentlich südamerikanischen Zone der tropischen Regen herrschen meist die Passate. Von ihnen erhalten die brasilianischen Gebirge, insbesondere die an der Ostküste, einen Theil ihrer Niederschläge, welche dafür in den tief im Innern gelegenen Ebenen, den Campos, um so seltener sind. Fast überall tritt der Regenfall im südhemisphärischen Sommer bei Calmen und aufsteigenden Luftströmungen am häufigsten ein. Das Gebiet nördlich vom 12. Grad s. Br. und die ganze Ostküste sind am reichsten mit Regen gesegnet (Rio de Janeiro mit 1213,3 Millimetern, davon im Sommer 388,8, im Herbst 357,3, im Winter 141,6, im Frühling 325,6 Millimeter)[1]). Südlich vom 12. Grad ist das Innere des Landes vorwiegend öde, da hier die Niederschläge mit der Entfernung vom Meere mehr und mehr abnehmen. — Das regenarme Wüstengebiet der Westküste, welches sich etwa vom 3. bis 30. Grad, ja weiter landeinwärts sogar bis zum 37. Grad s. Br. nach Süden erstreckt, sondert sich nach der früheren Anschauung deshalb von der Zone tropischer Regen ab, weil der Passat als ein trockener Wind jenseits des Andenkammes ankommt, so dass sich also der Westabfall des Gebirges gewissermassen im Regenschatten desselben befindet. Dabei vergass man jedoch, dass der Passat ebenfalls ein trockener Wind sein würde, wenn die Anden niedriger wären oder gänzlich fehlten. Wojeikof führt die Regenlosigkeit der peruanisch-bolivianischen Küste in recht ansprechender Weise auf das Zusammentreffen zweier Factoren zurück: der kalten Peruanischen Strömung und des schmalen Küstensaumes zwischen dem Meere und den Anden[2]). Die Peruanische Strömung und mit ihr die benachbarten Küsten haben eine so niedrige Temperatur wie sonst kein Punkt der tropischen Zone.

[1]) Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 188.

[2]) A. Wojeikof, l. c. S. 31.

Darum ist der Luftdruck über dem Meere relativ hoch, und der Wind bläst von Süd und Südwest her landeinwärts und zwar im Sommer bei grösserem Temperaturunterschiede stärker als im Winter. Doch bleibt zu jeder Jahreszeit die Luftcirculation eine eng begrenzte, weil die mächtigen Andenketten den Austausch der Luft mit den Ebenen im Osten hindern. Da nun der Küstenstrich allein zu schmal ist, um Luft von jenseits des kalten Meeresraumes herbeizuziehen, welche ihrer höheren Temperatur gemäss auch mehr Feuchtigkeit enthalten und daher Regen bringen würde, so ist jener Uferstreifen stets das Herrschaftsgebiet kalter, relativ trockener Winde und wird daher nur selten von Regen benetzt. Das beste Zeugniss für die Richtigkeit dieser Erklärung ist wohl die Thatsache, dass sich von da an, wo der kalte Peruanische Strom die Küste verlässt (unter dem 3. Grad s. Br.), auch die Gegend wie mit einem Zauberschlage verändert. Wir haben demnach hier ein Analogon zu dem Wüstengebiet an der Westküste Afrika's zwischen Cap Negro und dem Oranje. Das letztere dringt nur deshalb nicht so tief in die tropische Zone ein, weil jene beiden Factoren hier wesentlich geschwächt erscheinen: die Benguela-Strömung ist weniger kalt, und statt des Kettengebirges erhebt sich ein weites Hochland an der Küste, welches eine umfangreichere Luftcirculation ermöglicht.

Ein letztes Gebiet tropischer Regen liegt in der Südsee nördlich vom Wendekreis des Steinbocks zwischen diesem und der südhemisphärischen regenlosen Passatzone. Während des australischen Winters weht hier der Passat; die Regen sind daher selten und fast nur auf die Ostseite der Inseln beschränkt. Hingegen sind die mit Calmen abwechselnden sommerlichen Nordwestwinde von starken Regengüssen begleitet, da sie, vom Aequator her kommend, mit Feuchtigkeit reich gesättigt sind.

An die tropische Regenzone reiht sich polwärts überall da die sogenannte Zone der subtropischen Regen an, wo oceanische Einflüsse vorwalten. Im Sommer dominiren hier überall Passate oder wenigstens polare Winde [1]). Diese bewirken natürlich Heiterkeit des Himmels, und zwar wird diese innerhalb der jährlichen Periode um so länger bestehen, je mehr sich ein Ort dieser Zone dem Aequator nähert, bis die Grenze der regenlosen Passatzone erreicht ist. Im Winter verursachen feuchte Aequatorialwinde Regen. Das Auftreten dieser Zone ist an die Voraussetzung gebunden, dass das Maximum

[1]) Die Polargrenzen der subtropischen Regenzonen stimmen, wie ein Vergleich der Regenkarte mit den Isobarenkarten (Fig. 7 und 8) zeigt, nicht mit den Polargrenzen der Passate überein. Dies erklärt sich daraus, dass auch jenseits der Passatgrenze ein Gebiet liegt, welches vorwiegende Polarwinde aufweist.

des Luftdruckes, welches die Polargrenze der Passate bezeichnet, im Sommer polwärts, im Winter aber nach dem Aequator hin wandert. Dies geschieht in der That, wie ein Blick auf die Isobarenkarten lehrt, über den Oceanen. Auf den Continenten hingegen weicht unter gleichen Breiten (etwa vom 28. bis 40. Grad) die Vertheilung des Luftdruckes wesentlich hiervon ab: die sommerliche Erwärmung und Auflockerung der Luft zieht von den kälteren Meeren feuchte, regenbringende Winde herbei, während die kalte, schwere Continentalluft des Winters als trockener Polarstrom abfliesst. Ueber den Continenten finden wir also ganz andere meteorologische Verhältnisse als über den Oceanen; die Zone der subtropischen Regen muss somit als eine vorwiegend oceanische betrachtet werden.

In dem nordatlantischen Ocean liegt dieselbe etwa zwischen dem 26. und 42. Grad n. Br. Hier hat z. B. St. Miguel auf den Azoren (unter dem 38. Grad n. Br.) bei einer jährlichen Regenhöhe von 797,5 Millimetern im Juli nur 19,1 Millimeter Regen, im November aber 107,7 und im December 106,4 Millimeter[1]). Weniger rein entwickelt, aber dennoch ganz unverkennbar vorhanden ist diese Zone an den Gestaden des Mittelmeeres; ja man darf sie sogar bis an die Ufer des Kaspischen Meeres verlängern. An keiner anderen Stelle der Erde dringt die subtropische Zone so tief in das Innere eines Continentes ein, und zugleich gelangt sie hier am weitesten polwärts. Wojeikof[2]) giebt als Ursache hiervon die gegenseitigen Beziehungen des Mittelmeeres zur Sahara an. Im Winter herrscht nämlich der höchste Luftdruck im Atlantischen Ocean bei den Canarien und (wenigstens bis Tripolis) in den nördlichen Theilen der Sahara, während er über dem Mittelmeere etwas niedriger ist; daher walten im westlichen Theile desselben südliche und westliche Winde vor, welche von reichen Niederschlägen begleitet sind. Der östliche Theil hat zwar vorwiegend Nordostwinde; doch wechseln dieselben öfter mit anderen Winden. Ueberhaupt sind die Unterschiede des Luftdrucks im Gebiete des Mittelmeeres so manigfach und unbeständig, dass sich auch die Winde häufig ändern.

Im Sommer wird die Sahara in hohem Grade erhitzt; nach diesem Auflockerungsgebiet strömen daher namentlich von dem westlichen Theile des Mittelmeeres, wo der Luftdruck relativ hoch ist, ziemlich beharrlich polare Winde: die Etesien der Alten. Nun sind zwar bei der reichen horizontalen und verticalen Gliederung der Mittelmeerländer Sommerregen nicht ganz ausgeschlossen; doch ereignen sie sich selten

[1]) Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 411.

[2]) l. c. S. 25 f.

und sind nur von kurzer Dauer. So ist die Regenmenge des Juli im Mittel in Lissabon 27,5- und in Palermo 14,8mal so klein als im December. Im Juli fällt in Neapel 11mal so wenig Regen als im November und in Rom 10mal so wenig als im October. Innerhalb des Zeitraumes von 1806 bis 1853 fand Dove in dem Beobachtungsjournale von Palermo nicht weniger als 24 Jahre, in denen auch nicht ein Tropfen Regen während des Juli gefallen war [1]). Durchschnittlich hat Nizza 6, Rom 15, Florenz 17, Mailand 18, Venedig 19 Regentage im Sommer.

Während die subtropische Zone im Rhônethale und am Nordende des Adriatischen Meeres nahezu bis zum 45. Breitengrad nach Norden reicht, erscheint sie auf der türkisch-griechischen Halbinsel schon bei Constantinopel unter dem 41. Breitengrad nicht mehr deutlich ausgeprägt. Doch begegnen wir ihr wieder in Kleinasien, insbesondere am Südrande, ferner in Syrien und Palästina. In dem letzteren Lande sind die Monate Juni bis September bei vorherrschendem Nordwest regenlos. Offenbar wirkt hier nicht mehr die Sahara, sondern das heisse Innere von Arabien bestimmend auf die Windrichtung. Aehnliches gilt für Bagdad, wo jeder der Wintermonate wenigstens gegen 5 Regentage aufweist, während Juli und August gar keinen Regen bringen. Ferner darf auch zu dieser Zone gerechnet werden die Gegend von Baku am Kaspischen Meere, wo die Regenmenge des Herbstes und Winters je 33 Procente, des Frühlings aber 24 und des Sommers nur 10 Procente des gesammten jährlichen Niederschlags beträgt, sowie die Gebirgsregion am oberen Amu und Syr mit ihren regelmässigen Winter- und Frühlingsregen. In Nordafrika gehören die Nordküste von Aegypten und die Berberstaaten zur subtropischen Regenzone. Hier ist der Hochsommer (höchstens die Gebirge der Berberei ausgenommen) ganz regenlos, und die Wintermonate (in Alexandrien insbesondere December und Januar mit $^3/_4$ des jährlichen Gesammtregenfalls) sind die eigentlichen Regenmonate.

Die Zone der subtropischen Regen im südatlantischen Ocean umfasst etwa den Meeresraum zwischen dem 24. und 41. Grad s. Br., sowie die West- und Südküste (letztere nur in ihrem westlichen Theile) des Caplandes. Während des südhemisphärischen Sommers erzeugen die vorwiegenden polaren Winde (vgl. die Karte der Januarisobaren, Fig. 7) Trockenheit; dagegen führen die relativ warmen winterlichen Nordwestwinde (Fig. 8), deren Entstehung durch die Verschiebung des barometrischen Maximums nach Norden bedingt ist, reiche Niederschläge herbei. In Capstadt ist die Regenhöhe für December 13, für

[1]) Peschel-Krümmel, Europäische Staatenkunde. Leipzig 1880. Bd. I, S. 53 f.

den Juni aber 115 Millimeter; an neun Stationen der West- und Südküste des Caplandes fallen im Winter 50, im Herbst 22, im Frühling 21, im Sommer aber nur 7 Procente der jährlichen Regenmenge.

Da sich Afrika nur bis zum 35. Breitengrad nach Süden erstreckt, so schliesst sich die subtropische Zone des Indischen Oceans eng an die des südatlantischen Oceans an; auch ist sie fast genau durch dieselben Breitenkreise begrenzt wie diese. Gleich der nord- und südatlantischen Zone umfasst sie an ihrem Ostende noch einige Uferlandschaften des anstossenden Continentes, also West- und Südaustralien's. Die subtropische Regenperiode, welche auch hier durch den Wechsel von südlichen (Polar-) Winden im Sommer und nördlichen (Aequatorial-) Winden im Winter hervorgerufen wird, tritt im Westen entschiedener hervor als im Osten, wie dies auch folgende Zahlen zeigen [1]):

	Jährliche Regenmenge in Millimetern.	Procente der Jahresmenge:			
		Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
Adelaide	544	31	32	11	26
Perth	839		20	3	19

Die subtropische Zone des nordpacifischen Oceans bildet einen Streifen zwischen dem nördlichen Wendekreis und dem 40. Grad n. Br., der von dem asiatischen Monsungebiete bis Californien reicht. Von den wichtigeren Inselschwärmen der Südsee gehört ihr demnach nur die nordwestliche Hälfte der Sandwichgruppe an; doch begreift sie die Westküste Californien's und Oregon's bis zum 44. Grad n. Br. in sich. In San Francisco vertheilen sich die Niederschläge der Art, dass auf den Winter 50, auf den Frühling 38, auf den Sommer 0 und auf den Herbst 12 Procente kommen.

Endlich ist noch als letztes Gebiet der subtropischen Regen das des südpacifischen Oceans zu nennen, welches in geringer Entfernung von den ostaustralischen Küsten beginnt und, die Nordspitze von Neuseeland berührend, etwa zwischen dem 25. und 38. Grad s. Br. den ganzen Ocean umspannt; ausserdem zählt hierzu noch der schmale chilenische Westrand zwischen dem 30. und 40. Parallelkreise, welcher sich vor dem weiter nordwärts gelegenen regenarmen Gebiet hinsichtlich seiner Vegetation in vortheilhaftester Weise auszeichnet. Auch hier ist nach dem Aequator hin der subtropische Charakter deutlicher ausgeprägt als an dem polaren Rande der Zone, wie die folgenden Zahlen bestätigen.

[1]) Wojeikof, l. c. S. 35.

	Jährliche Regenmenge in Millimetern.	Procente der Jahresmenge:			
		Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.
Valdivia, 40° s. Br.	2768	46	15	9	30
Concepcion, 37° s. Br.	2366	74	7	3	16
Santiago, 33° s. Br.	426	65	17	2	16

Ein Gebiet, welches nicht allein tropische und subtropische Räume umfasst, sondern bis zu höheren Breiten sich erstreckt (auf der nördlichen Halbkugel bis zum 60. Grad), ist das grosse Monsungebiet im Südosten der Alten Welt. Dasselbe zerfällt in einen nordhemisphärischen und südhemisphärischen Theil, welche wohl auch die Namen asiatisches und australisches Monsungebiet führen.

Das asiatische Monsungebiet stellt ein mächtiges rechtwinkliges Dreieck dar, als dessen beide Katheten der 2. Grad n. Br. und etwa der 147. Grad ö. L. v. Gr. betrachtet werden können; die erstere endet ungefähr unter dem Meridian der Ostspitze Afrika's, die letztere unter dem 60. Grad n. Br. Demnach umschliesst die asiatische Monsunzone nicht bloss den nordhemisphärischen Theil des Indischen Oceans, Vorder- und Hinterindien, das südliche China und die Meeresräume ostwärts davon, wie früher angenommen wurde, sondern auch das nördliche China, Japan und die Amurländer. Allüberall finden wir hier kalte, trockene Continentwinde mit heiterem Himmel und geringen Niederschlägen während des Winters, hingegen feuchte Seewinde mit reichlichem Regen während des Sommers [1]). Dass südlich vom Wendekreis der winterliche Nordost mit einem sommerlichen Südwest, nördlich von jener Linie aber der winterliche Nordwest mit einem sommerlichen Südost wechselt, kann die Einheit dieser Regenzone nicht stören; denn beiden Windsystemen liegt dieselbe Ursache zu Grunde: die winterliche Erkaltung und die sommerliche Erhitzung des asiatischen Continentes, und ebenso ist der Gang der Feuchtigkeitscurve für beide völlig derselbe. In Indien setzen übrigens die Sommerregen zu verschiedenen Zeiten ein: in Ceylon und bei Cap Comorin schon im April, in Bombay erst Anfang Juni. Die stärksten Gewitterregen ereignen sich im südlichen Indien im Mai und Juni, zu Bombay im Juni und Juli, in Calcutta und Umgegend im Juli und August. Weiter im Süden trifft man ein zweites Maximum der Regen im October. Ganz ähnlichen Erscheinungen begegnet man an der Ostseite Asien's; denn während in den tropischen Gebieten zwei Regen-

[1]) Die Erklärung der Monsune wurde S. 212 ff. bereits gegeben.

maxima am Anfang und Ende des Sommers klar erkannt werden (so zu Bangkok, Macao etc.), vereinigen sich diese beiden weiter im Norden (etwa zwischen dem 35. und 50. Grad n. Br.) zu einem einzigen im Juli (Peking, Hakodadi) oder August (Nertschinsk)[1]). Diese Thatsache erklärt sich einfach dadurch, dass die sommerliche Auflockerung mit dem Stande der Sonne eine Verschiebung erleidet. Jene Auflockerung aber ist im Hochsommer in der Nähe des 40. Parallelkreises am grössten; gleichzeitig findet sich über dem Stillen Meere zwischen dem 30. und 40. Grad n. Br. eine Gegend höchsten Luftdruckes. Daher schaaren sich hier die Isobaren dicht zusammen (s. Fig. 8); hier entwickelt also zu dieser Zeit der Monsun seine Hauptkraft und ist in Folge dessen auch von ansehnlicheren Niederschlägen begleitet. Am Anfang und Ende des Sommers ist die Auflockerungsstelle über dem Continente, sowie die Gegend relativ hohen Luftdruckes auf dem Meere und mit beiden das Gebiet kräftiger Monsunregen viel weiter nach Süden gerückt. Am deutlichsten illustriren uns diese Gegensätze die Regenmengen von Peking und Bangkok in den fünf Monaten von Mai bis September:

	Mai.	Juni.	Juli.	August.	September.
Peking, 39° n. Br. . .	36	82	205	154	83 Millimeter.
Bangkok, 13° n. Br. .	235	204	178	180	313 Millimeter.

Wie in Ostasien so ist auch auf den beiden indischen Halbinseln das Wandern des Auflockerungsgebietes die Ursache der ungleichen Entfaltung der Regenzeiten unter verschiedenen Breiten. Zugleich stimmen beide Räume darin überein, dass die meisten Ostküsten (z. B. die Coromandelküste Vorderindien's, die Ostküsten von Ceylon, von Anam und von den Philippinen) ihre Regen hauptsächlich im Spätherbst beim Anbruche des Nordostmonsuns empfangen; die Südwestwinde können ihnen ja nur wenig Regen bringen, weil sie vor der Ankunft an jenen Küsten ihren Weg über hohe Gebirge genommen haben, auf denen sie den Haupttheil der von ihnen fortbewegten Wasserdämpfe verlieren. Uebrigens sind im ganzen Monsungebiete die Winter nicht völlig regenlos, sondern nur sehr regenarm. So ist in Hakodadi im März (Minimum) die Regenmenge 4mal, in Peking im Januar 57mal so klein als im Juli (Maximum), in Macao im Januar 20mal so klein als im Mai, in Bangkok im Januar 65mal so klein als im September. Diese Zahlenwerthe entsprechen ganz denen der tropischen Regenzone (in Deutschland verhalten sich die äussersten Extreme der monatlichen Regenmengen wie 1:3). Relativ regenreich sind die Winter in Japan und am unteren Amur, weil hier die Winde

[1]) Wojeikof, l. c. S. 22.

in dieser Jahreszeit bisweilen auch vom Meere, nämlich von Ost und Südost her wehen, wobei fast stets Regenfall eintritt, da sie von einer warmen Strömung nach relativ kalten Räumen vordringen.

Wahrscheinlich gehört der indischen Monsunzone das regenreichste Gebiet der Erde an; denn die zu Tscharapundschi an den Khassia-Bergen (Himalaya) beobachtete Regenhöhe von c. 15 000 Millimetern im Jahre steht bis jetzt unübertroffen da. Die Provinz Assám, in welcher sich die Khassia-Berge erheben, ist darum überreich mit Wasser gesegnet. So berichtet Oscar Flex[1]) über Assám: „Die Anzahl der Flüsse übersteigt wohl die jedes andern Landes von gleicher Grösse; denn von den bedeutendsten, unter welchen der Brahmaputr die erste Stelle einnimmt, hat man allein 61 gezählt, welche alle durch ein unentwirrbares Netz von Nebenflüssen mit einander verbunden sind. Das Land ist daher im höchsten Grade wasserreich . . . Die Regenzeit dauert hier länger als in anderen Theilen Indien's: sie beginnt im März und endet Mitte November, so dass die niederen, den Flüssen zunächst gelegenen Strecken oft mehr als acht Monate unter Wasser stehen.“ — Auch in den Westghats sind die Regenhöhen sehr bedeutend (4500 bis 6500 Millimeter); doch sinken dieselben im Innern hinter dem Gebirgswall rasch bis zu 800 Millimeter herab.

Das australische Monsungebiet begleitet, im Westen den Raum zwischen dem 2. Grad n. Br. und 10. Grad s. Br. erfüllend, das asiatische im Süden; gegen Osten nur greift es, und zwar mit wesentlich vermehrter Breite, weiter nach Osten aus als dieses. Es umfasst ausser dem südhemisphärischen Theil der Sunda-Inseln Neu-Guinea und die Inselreihe südostwärts bis Neu-Caledonien, sowie die Nordostseite des australischen Continents. In dieser Zone bewirkt der während des südhemisphärischen Winters vorwaltende Südostwind Heiterkeit des Himmels und Regenlosigkeit; hingegen ist der sommerliche Nordwest von trübem und regnerischem Wetter begleitet. Natürlich weisen auch in dieser so vielfach gegliederten Inselwelt die Ostküsten oft gerade die entgegengesetzen Verhältnisse auf, zumal beide Luftströme über warme Meeresgebiete dahinziehen; ebenso sind Calmen und aufsteigende Ströme keineswegs ausgeschlossen. Doch finden wir nirgends vorwiegende Zenithalregen. So fallen in Batavia in den sechs nassen Monaten October bis März 76, in den sechs trockenen nur 24 Procent Regen, wobei April und November (die Sonne passirt im März und October das Zenith) keineswegs durch reiche Niederschläge ausgezeichnet sind. Auch erfolgen die meisten Regengüsse während der

[1]) Pflanzerleben in Indien. Berlin 1873. S. 2.

Regenzeit des Nachts und des Morgens; sie werden also nicht durch aufsteigende Luftströme erzeugt, da sie sich sonst am häufigsten Nachmittags ereignen würden. Am schärfsten tritt der Monsun-Charakter an der Nordspitze Australien's bei Cap York (unter dem 11. Grad s. Br.) hervor, wo December, Januar, Februar und März eine Regenhöhe von 322, resp. 504, 409 und 536 Millimetern haben, während sie im September und October auf 4 und 3 Millimeter herabsinkt [1]). Bedeutungsvoll ist es, dass diesem Erdraume eine eigentliche Calmenzone fehlt.

Nordwestlich von dem asiatischen Monsungebiete breitet sich eine weite Wüstenregion aus; sie ist unter den Wüsten der gemässigten Zone, zu denen wir nun übergehen, bei weitem die umfangreichste und wichtigste. Ausser dem nördlichen Arabien, Persien, Tibet und der Mongolei rechnet Wojeikof die Landschaften um den Balchasch-, Aral- und Kaspi-See bis zum 52. Grad n. Br. hierher (bei dem letztgenannten See die Südwestufer ausgenommen). Wie haben sich nun jene weitausgedehnten Wüsten Asien's gebildet? Die Hauptursache sind ohne Zweifel die hier vorwaltenden Nordwinde, die, weil sie sich mehr und mehr von ihrem Sättigungspunkte entfernen, niemals Regenwinde sein können. Ferner sind alle diese Plateaux von den wärmeren Meeren durch hohe Gebirgsketten getrennt; diese aber condensiren die Feuchtigkeit der Winde, bevor dieselben jene Gebirgswälle überschritten haben. Tibet würde sicher durch den sommerlichen Südwestmonsun reiche Niederschläge empfangen, wenn nicht der Riesendamm des Himalaya ein so gewaltiger Condensator wäre. Da die südlichen Randgebirge des centralasiatischen Hochlandes nach Ost hin niedriger werden, so entbehrt der östliche Theil dieses Wüstengebietes der Sommerregen nicht gänzlich. Für die aralo-kaspische Niederung kommen natürlich die südasiatischen Gebirgsmassive nicht in Betracht; hier ist die Regenarmuth einfach eine Folge der vorherrschenden Nordwinde. Uebrigens ist keine Gegend Asien's völlig ohne Regen.

Ebenso wie in Asien schliesst sich in Australien unmittelbar an die Monsunzone ein regenarmes Wüstengebiet an. Auch hier bleiben die Regen keineswegs völlig aus; aber sie sind selten und fallen sehr unregelmässig. Der landschaftliche Charakter dieses Erdraumes ist eher der aralo-kaspischen Steppe als der Sahara zu vergleichen. Während des südhemisphärischen Winters befindet sich über Australien ein Maximum des Luftdruckes; daher bläst der Wind fast über allen Theilen des Continents seewärts und ist somit meist ohne Regen. Hingegen zieht die sommerliche Auflockerung Seewinde in's Land, die jedoch nur an der Nord- und Ostseite von stärkerem Regen begleitet

[1]) Wojeikof, l. c. S. 24.

sind, weil sie hier vom Aequator her wehen und somit warm und relativ feucht sind. Im Süden und Westen hingegen, sowie im Innern stammen sie aus höheren Breiten und sind daher trocken.

Den Plateauwüsten von Asien entspricht fast ganz genau das regenarme Wüstengebiet Nordamerika's. Während des Winters besteht in Folge starker Erkaltung des nordamerikanischen Continents ein barometrisches Maximum über demselben; Continentwinde dominiren darum in dem nordamerikanischen Windcirculationssystem, wobei Regen natürlich relativ selten sind. Im Sommer dringen nun zwar Süd- und Südwestwinde in das Innere des Festlandes ein; aber die reichen Wasserdämpfe, welche sie mit sich führen, spenden sie den oceanischen Abhängen der hohen Gebirge, von denen jene Hochländer umsäumt werden. Diese selbst, gewissermassen im Regenschatten jener Gebirge gelegen, sind fast regenlos. So hat Fort Yuma, obwohl noch relativ begünstigt, nur eine jährliche Regenhöhe von 75 Millimetern. Die heissen Thäler des Colorado und Gila sind, wie die Nordamerikaner sagen, ein Stück Arabien.

Der letzte grosse Regengürtel, welcher sowohl auf der nördlichen wie auf der südlichen Halbkugel den ganzen Raum vom Pol bis etwa zum 40. Parallelkreise einnimmt, ist nach Wojeikof die Zone mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten. Wojeikof scheidet und wohl mit Recht Mühry's Circumpolargürtel mit regenarmen Wintern[1]) aus der Reihe seiner Regenzonen aus und zeigt, dass Mühry hierbei Erscheinungen des Continentalklimas mit Gewalt auf dieselben Breiten des Seeklimas angewandt hat[2]). Jener Circumpolargürtel Mühry's entstand auf Grund der irrigen Anschauung, dass wie im mittleren Europa, so auch anderwärts bei einer Temperatur von -12^0 bis -15^0 C. keine Schneefälle vorkommen könnten. Indess erfolgen solche in Moskau selbst bei -22^0 C. und darunter; ja in Jakutsk ereigneten sich dieselben in den Jahren 1845 bis 1854 an mehr als 20 Tagen sogar bei einer Temperatur von unter -37^0 C. (einmal bei -46^0 C.). Dass es im hohen Norden bei sehr niedrigen Temperaturen nur selten schneit, ist einfach darin begründet, dass dieselben bei heiterem Himmel und starker Wärmeausstrahlung eintreten. Die Thatsache, dass in Grönland nördlich vom 70. Breitengrade im Winter oft mächtige Schneemassen fallen, beweist deutlich, dass die Gebiete mit regenarmen Wintern örtlich zu beschränken sind und zwar, wie uns Wojeikof belehrt, auf die Gegenden des amerikanischen und asiatischen Kältepols, wo mit dem hohen winterlichen

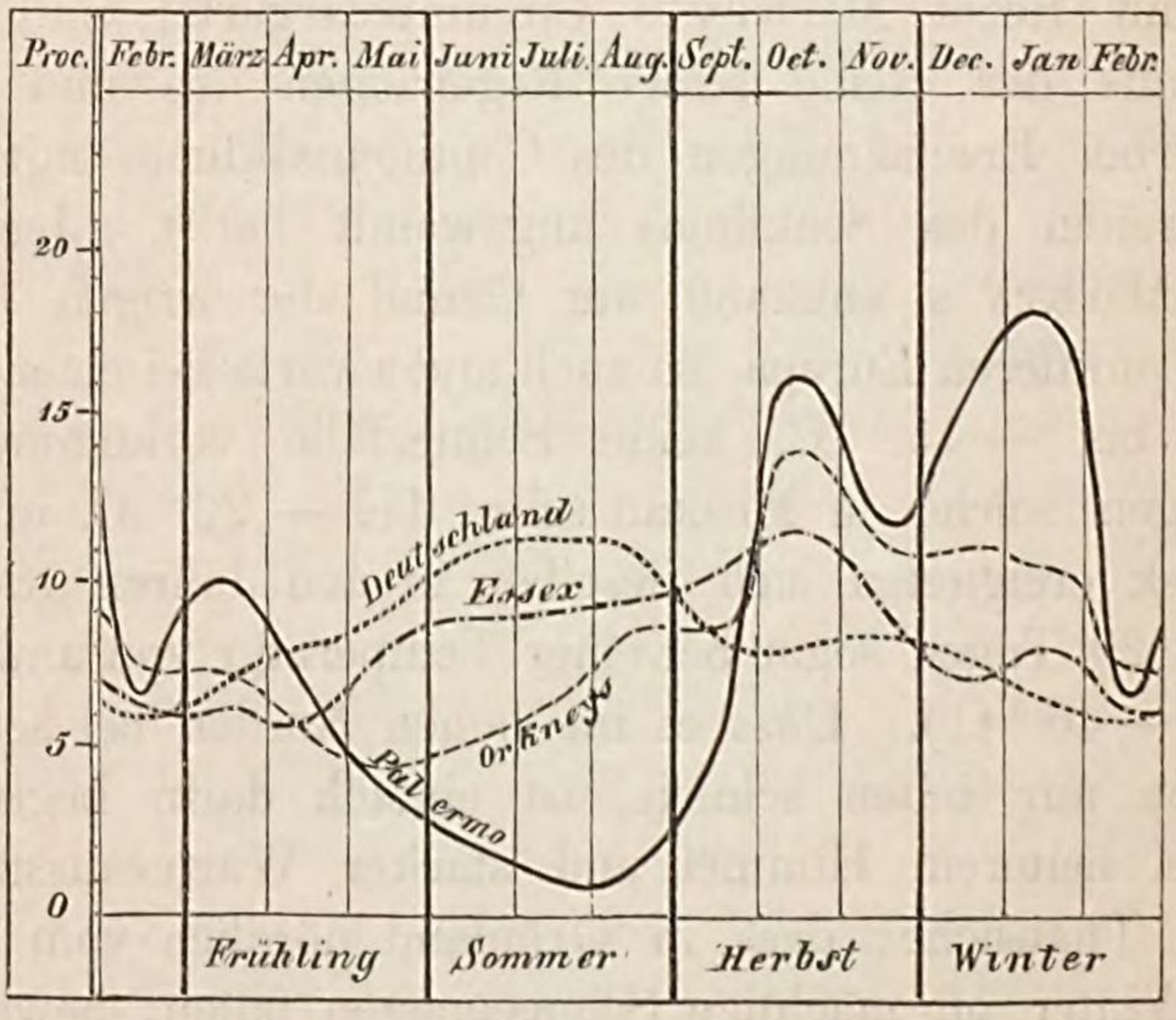
[1]) Vgl. Petermann's Mittheilungen 1860, S. 1.
[2]) Wojeikof, l. c. S. 12.

Luftdruck sich vorwiegend continentale Winde verbinden. In hohem Grade tragen den Charakter winterlicher Schneearmuth die Umgebung von Jakutsk und Transbaikalien an sich, weit weniger die Küsten des nördlichen Eismeeres, sowie der Archipel im Norden des nordamerikanischen Continents.

Die Zone mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten breitet sich gleichmässig über Ocean und Festland aus. Luftdruck und Temperatur wechseln ebenso unregelmässig wie die Winde; es fehlen daher warme Aequatorialströme zu keiner Jahreszeit, und dementsprechend entbehrt auch keine derselben den Regen.

Von den Festlandsgebieten gehört zu dieser Zone zunächst ganz Mittel- und Nordeuropa; denn kein Tag des Jahres ist hier völlig bewahrt vor Niederschlägen, und längere Perioden der Trockenheit sind äusserst selten. Freilich ist dabei der jährliche Gang der Regencurve örtlich sehr verschieden. An den Westküsten und auf den westlich vorgelagerten Inseln findet sich das Maximum der Regen im Herbst, an der Grenze der subtropischen Zone im Frühling und Herbst, in Mittel- und Osteuropa aber im Sommer; doch sind auch in den beiden erstgenannten Gebieten die Sommerregen nicht unbeträchtlich. Ein

Fig. 21.



Gang der Niederschläge in der jährlichen Periode, ausgedrückt durch die Procentantheile der Monate an der mittleren Regenhöhe des Jahres[1]).

[1]) Aus Peschel-Krümmel, Europäische Staatenkunde. Leipzig 1880. Bd. I, S. 53.

übersichtliches Bild über die Gegensätze im Verlauf der jährlichen Regencurve innerhalb unseres Erdtheils gewährt uns Fig. 21.

Bei Erklärung der Herbstmaxima ist vor allem darauf zu achten, dass im Winter — und auch schon im Anfang desselben — die Isothermen in der Richtung von Nordnordwest nach Südsüdost durch Europa ziehen. Die Westwinde gelangen also rasch in kältere Regionen, in denen ihre Wasserdämpfe condensirt werden, und kommen daher mit relativ geringer Feuchtigkeit beladen in das Innere. Nimmt auch die Zahl der Regentage bis an den Ural hin nicht wesentlich ab, so bleibt doch die Menge des im Innern fallenden Regens weit hinter der Regenmenge an den Westufern des Continents zurück. Gerade am Beginn des Winters aber sind die Regen hier deshalb am stärksten, weil zu dieser Zeit das Meer noch eine vergleichsweise hohe Wärme besitzt; sein Wärmemaximum tritt ja erst im September ein.

Im Sommer durchschreiten die Isothermen nahezu in der Richtung der Parallelkreise den Continent, und da das Meer relativ kühl ist, so empfangen die Westküsten weit geringere Niederschläge; vielmehr werden reiche Mengen von Wasserdämpfen durch die Westwinde bis tief in's Innere der Continente geführt. Daher ist die sommerliche Regenmenge von den Ostküsten England's bis an den Ural, ja selbst bis jenseits desselben nur geringen Schwankungen unterworfen. Die Gleichmässigkeit der sommerlichen Erwärmung hat zur Folge, dass häufig locale Einflüsse bei Entwicklung von Regen in erster Linie betheiligt sind und dass in ähnlicher Weise wie in den Tropen, natürlich mit weit geringerer Kraft, mit Calmen verbundene aufsteigende Ströme sich entfalten, welche von Gewittern und reichen Regenströmen um so öfter begleitet werden, als im Sommer bei der hohen Temperatur der Luft ihr Feuchtigkeitsgehalt meist ziemlich gross ist. Die Wahrheit dieser Behauptung hat Wojeikof[1]) dadurch erhärtet, dass vom Mai bis October zu Petersburg, am Ural und in Lugan (Südrussland) von 8 Uhr Morgens bis 8 Uhr Abends fast durchweg weit mehr Regen fällt als in den übrigen Tagesstunden. Für Petersburg beträgt diese Regenmenge im August 66, zu Jekaterinburg im Juni 73 und zu Lugan im gleichen Monat 75 Procent der gesammten Regenmenge.

Da nach Osten hin die Winterregen immermehr an Bedeutung verlieren, während die Sommerregen sich nicht wesentlich vermindern, so erlangen die letzteren im Innern des Continents ein relatives Uebergewicht. Die Herbstregen walten noch vor in ganz Grossbritannien, an dem Westrande Skandinavien's, in den Küstengegenden Holland's und Belgien's, im westlichen Frankreich, sowie im Rhônethale und in der westlichen Schweiz. Im inneren und östlichen Frankreich kommen schon die Sommerregen mehr zur Geltung; in Deutschland und ganz

[1]) l. c. S. 14.

Oesterreich nördlich von den Alpen, sowie nördlich und östlich von den Karpathen dominiren sie mit 30 bis 40 Procent der gesammten jährlichen Regenmenge. Die Regenarmuth der Pussten Ungarn's (Maximum im Mai) ist der Umkränzung dieses Landes von Gebirgen zuzuschreiben, welche die Winde nicht passiren können, ohne den grössten Theil ihrer Feuchtigkeit einzubüssen. Der geringe Regenfall (jährlich kaum 400 Millimeter) in Verbindung mit der grossen Sommerhitze prägt diesem Gebiete den Steppencharakter auf. Ebenso sind an den Nordufern des Schwarzen und Asow'schen Meeres die Sommerregen entschieden vorherrschend. So sind in Odessa die Regenhöhen, ausgedrückt in Procenten der Jahresmenge,

im Winter = 16, im Sommer = 37,
im Frühling = 23, im Herbst = 24.

Auch die nördliche Krim gehört zu diesem Gebiete; an der Südküste aber überwiegen schon Herbstregen. Weiter ostwärts beginnt an dem hohen westlichen Wolga-Ufer die traurige, öde kaspische Steppe, auf der (was in der südrussischen Steppe durchaus nicht erforderlich ist) ohne künstliche Bewässerung eine Ackercultur unmöglich ist. Im Kaukasus begegnen wir einer Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten am Ostende des Schwarzen Meeres, während Grusien und ein Theil des armenischen Hochlandes reiche Frühlings- und Sommerregen haben und die Südwestufer des Kaspischen Meeres ein subtropisches Klima besitzen. Endlich sind auch in Sibirien die Sommer durch relativ reiche Niederschläge, die Winter aber durch Heiterkeit des Himmels ausgezeichnet; der Hauptcharakterzug des Klimas ist also hier ein ähnlicher wie in dem grossen Monsungebiete Süd- und Ostasien's. Freilich sind die Regen in der Gegend des sibirischen Kältepols oft selbst im Sommer sehr gering und für den Ackerbau kaum genügend.

Fassen wir auf der grossen europäisch-asiatischen Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten lediglich die im Jahre gemessenen mittleren Regenhöhen in's Auge, so ergiebt sich, dass unter sonst gleichen Verhältnissen die durchschnittliche jährliche Regenmenge mit der Entfernung von demjenigen Meere sich vermindert, von welchem die feuchten Winde herwehen; die Regenhöhen verringern sich also nach Osten, wie die folgenden Reihen beweisen:

Cuxhaven 801, Hamburg 733, Berlin 597, Frankfurt a. O. 523, Posen 512 Millimeter.

Königsberg 604, Kijew 485, Nikolajew 332, Sarepta (an der Wolga) 250, Astrachan 124 Millimeter.

Diese Gegensätze zwischen dem Westen und Osten von Europa zeigen sich — natürlich in vielfach verkleinertem Massstabe — auch

schon an den West- und Ostküsten von Skandinavien, von Grossbritannien und Irland, ja selbst von der jütischen Halbinsel. So beträgt der Regenfall

in Bergen 2258, in Christiania 537, in Stockholm 401 Millimeter,
in Portree auf Skye 2578, in Aberdeen 748 Millimeter,
in Dumfries 934, in Northshields 653 Millimeter,
in Howerfordwest (Pembroke) 1220, in London 624 Millimeter,
in Galway 1295, in Dublin 742 Millimeter,
in Husum 748, in Kiel 651 Millimeter.

Die Ostküsten sind in den angeführten Beispielen jedoch nicht bloss deshalb ärmer an Niederschlägen, weil sie dem offenen Ocean weiter entrückt sind, sondern auch weil sie theils durch hohe Gebirgsketten, theils wenigstens durch niedrige Höhenzüge gegen den Ocean hin geschützt sind, also gewissermassen im „Schatten“ der von West her kommenden Regenwinde liegen. Da nun die Gebirgsmassive Skandinavien's und Schottland's weit mächtigere Condensatoren sind als die Gebirge England's und Irland's oder gar der niedrige Höhenzug der jütischen Halbinsel, so sind auch die Differenzen der Regenhöhen an beiden Küsten für die ersteren Gebiete weit grösser als für die letzteren. Wir dürfen diese Erkenntniss verallgemeinern und sagen, dass stets diejenigen Abhänge der Gebirge die meisten Regen empfangen, welche von den Regenwinden zunächst getroffen werden. Indem sich der Wind an ihnen in kältere Regionen erhebt, scheidet er einen Theil seiner Dämpfe in Tropfenform aus und gelangt dann in seinem Dampfgehalte geschwächt auf der Leeseite des Gebirges an. Einen „Regenschatten“ werden darum namentlich solche Gebirge werfen, deren Längenaxe mit der Richtung der Regenwinde einen rechten Winkel bildet (wie der Thüringer Wald, der Harz, das Riesengebirge etc., welche ihre Frontseite den Regen bringenden Südwestwinden zukehren). Solche „Regenschattengebiete“ sind in Europa (vgl. hierzu die schöne Regenkarte von Europa von Otto Krümmel, Taf. III in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Bd. XIII) das iberische Hochland (insbesondere die beiden castilischen Hochebenen[1]) und das Ebrothal), das Allier-Thal, das Seinebecken um Paris, die Rheinebene nördlich von Mannheim, das nördliche Thüringen und Böhmen, die ober- und niederungarische Tiefebene und ein schmaler Streifen jenseits des Ural. Hingegen treten alle Gebirge, ja selbst niedrige Landrücken durch relativ grosse Regenhöhen deutlich hervor; daher verrathen uns Karten, auf denen Gebiete mit ansehnlichem Regenfall durch

[1]) Coimbra hat eine Regenhöhe von 863, Salamanca nur von 240 Millimetern.

eine besondere Farbe ausgezeichnet sind, sofort das Relief eines Gebietes. Die gewaltigsten Dampfcondensatoren sind natürlich die Hochgebirge; in ihnen beobachtet man daher die grösste Regenmenge. So erreicht dieselbe auf dem Bernhardin 2564, in St. Maria (auf dem Stilfser Joch am Fusse des Ortles, unter 28° 4' ö. L. v. F., 46° 31' n. Br.) 2483, in Tolmezzo (am Südfusse der Carnischen Alpen, unter 30° 41' ö. L. v. F. und 46° 24' n. Br.) 2436, in Chambéry 1650 und in Salzburg 1061 Millimeter[1]). In den Pyrenäen hat Bagnères de Luchon eine Regenhöhe von 1490, in dem Kaukasus Redut-Kale (am Schwarzen Meer) von 1533 und Kutais von 1496 Millimetern. Hinter diesen Werthen bleiben die in den Mittelgebirgen Centraleuropa's gefundenen Regenquantitäten theils gar nicht und theils nur wenig zurück, wie folgende Regenhöhen beweisen:

Aurillac (Auvergne)	1130	Millimeter,
Baden (Schwarzwald) . . .	1444	„
Schopfloch (Rauhe Alp) . .	1025	„
Duschlberg (Bayrischer Wald)	1195	„
Stubenbach (Böhmer Wald) .	2198	„
St. Peter (Riesengebirge) . .	1218	„
Clausthal (Harz)	1427	„

Aber alle soeben angeführten Zahlen werden überholt durch diejenigen, welche an den Abhängen schroff aus dem Meere sich erhebender Gebirge ermittelt wurden. Bergen in Norwegen hat eine Regenhöhe von 2251, Portree auf Skye von 2578, Seathwaite (Cumberland) von 3867 und die Station am Stye-Passe (ebenfalls in Cumberland) von 4812 Millimetern. An dem letztgenannten Punkte ist also die jährliche Regenmenge 8mal so gross als in Berlin oder Königsberg und selbst $4^1/_2$mal so gross als in Salzburg.

Die eingehendere Betrachtung der Regenverhältnisse Europa's hatte zwar zunächst den Zweck, die Erkenntniss desjenigen Erdenraumes zu fördern, der für uns der wichtigste ist; zugleich aber wurde damit beabsichtigt, durch Ziffern Gesetze zu belegen, die sich zur Zeit für andere Erdtheile nicht mit gleicher Schärfe begründen lassen.

Suchen wir nun das nordamerikanische Gebiet mit Regen zu allen Jahreszeiten auf, so begegnen wir vielfach Erscheinungen, welche denen der Alten Welt ähnlich sind. Von Oregon bis zum 60. Grad n. Br. sind die Sommer zwar trübe, haben aber mässige Regen. Hingegen fällt derselbe in reicher Menge während des Spätherbstes und im Winter (die jährliche Regenhöhe der Insel Sitcha ist gleich 2250

[1]) C. v. Sonklar in den Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft zu Wien. Bd. IV (1860), S. 205 ff.

Millimetern). v. Kittlitz berichtet uns über Neu-Archangel auf Sitcha, dass es nur 44 bis 60 heitere Tage im Jahre habe. Regenwetter sei die normale Witterung des ganzen Jahres. Bei einer Seeexcursion in der Bay von Sitcha hielt er im Bote sein Gewehr in aufrechter Stellung neben sich, und hierbei geschah es, dass innerhalb einer halben Stunde beide Läufe bis obenhin mit Wasser gefüllt wurden [1]). Das Regenmaximum gehört aus gleichen Ursachen wie an den Westküsten Europa's dem Herbst an (vgl. 274 f.).

Tiefer im Innern des nordamerikanischen Continents finden wir ein Gebiet, welches einen vorwiegend heiteren Winter hat und die Hauptmenge seiner Niederschläge im Sommer empfängt. Wie in Innerasien, so besteht auch hier während des Winters in Folge der ausserordentlichen Erkaltung des Continents ein hoher Luftdruck; es ergiessen sich daher trockene Luftströme aus dem Innern nach den Rändern des Erdtheils. Hingegen zieht die sommerliche Auflockerung regenbringende Seewinde herbei. Denselben Witterungscharakter besitzen auch im wesentlichen die Länder im Westen der Hudsons-Bay.

Aus dem Obigen könnte vielleicht geschlossen werden, dass auch das östliche Nordamerika mit dem östlichen Asien hinsichtlich seiner Wind- und Regenverhältnisse nahe verwandt wäre; dies würde jedoch ganz unrichtig sein. Die Nordwestwinde dominiren nämlich während des Winters im östlichen Nordamerika viel weniger als in Ostasien (vgl. S. 233); im Sommer aber walten in gleichen Breiten Nordamerika's statt der Südostwinde Südwestwinde vor, weil die Stelle höchsten Luftdruckes nicht wie in Asien im Südosten des Erdtheils, sondern im Busen von Mexico, für das östliche Nordamerika also im Südwesten liegt. Vor allem aber entbehrt das östliche Nordamerika jene Regelmässigkeit der klimatischen Erscheinungen, jene strenge Scheidung einer trockenen und nassen Jahreszeit, wie sie dem östlichen Asien eigen ist. Im Gegentheil erfolgen in der östlichen Hälfte von Nordamerika häufig die jähesten nichtperiodischen Veränderungen des Witterungsganges selbst unter Breiten, wo wir sonst die jährliche Periode mit fast tropischer Regelmässigkeit sich entwickeln sehen. So sind die mittleren monatlichen Extreme des Barometerstandes während des Winters in St. Louis unter dem 39. Grad n. Br. ebenso gross wie in Wien unter dem 48. Grad n. Br. und grösser als in Jakutsk unter dem 62. Grad n. Br. Daher treten auch bis Florida und bis zur

[1]) F. H. v. Kittlitz, Denkwürdigkeiten einer Reise nach dem russischen Amerika, nach Mikronesien und durch Kamtschatka. Gotha 1858. Bd. I, S. 242 f.

Mississippi-Mündung die Wetterstürze mit einer Schnelligkeit ein, wie sie sonst nirgends beobachtet wird.

Als Hauptursache dieser Gegensätze giebt Wojeikof[1]) an, dass die Gebirge und Hochländer, hinter denen der hohe Luftdruck des Winters in Asien stattfindet, einen freien, ungehinderten Austausch zwischen der kalten innerasiatischen Luft und der warmen Luft über den benachbarten Meerestheilen hemmen, weshalb sich hier nur ein mässig starker, dafür aber sehr beharrlicher Polarstrom bildet. Ebenso kann die Lücke auf dem sommerlichen Auflockerungsgebiete durch herbeiströmende kalte Luft nicht so leicht ausgefüllt werden, weil die Gebirge auch in diesem Falle verzögernd wirken. In Amerika hingegen vollzieht sich der winterliche Abfluss wie der sommerliche Zufluss der Luft viel freier und leichter; daher steigert sich auch der Maximalwerth des Luftdruckes in Amerika viel weniger als in Asien; ebenso aber bleibt der Minimalwerth weit hinter dem Asien's zurück. Es ist in Folge dessen der Antrieb zu gleichmässigen, steten Winden in Amerika weit weniger kräftig als in Asien. Neben der grösseren Massenentwicklung Asien's ist es also vor allem die Abgeschlossenheit seiner erhitzten centralen Plateaux, welche Asien jene grössere Gesetzmässigkeit verleiht. Auch macht das Vorkommen mehrerer oceanischer Luftdruckmaxima über den Nachbarmeeren Nordamerika's einen einheitlich geordneten Verlauf der Windbahnen unmöglich.

Schon die wenigen Andeutungen über die Windverhältnisse des östlichen Nordamerika lassen uns errathen, dass die warmen und feuchten, vom Mexicanischen Busen her wehenden Südwestwinde für jene Gegenden die Hauptregenwinde sind, und da sie im Sommer vorwalten, so ist auch diese Jahreszeit die regenreichste in den meisten Gebieten zwischen den atlantischen Küsten und dem Mississippi. Nur Neu-England, sowie Alabama und Mississippi sind hiervon auszunehmen. Während in Neu-England die Niederschläge völlig gleichmässig über die vier Jahreszeiten vertheilt sind, tritt in den beiden letztgenannten Staaten eine Neigung zu stärkeren Winterregen hervor. Auf der ganzen Strecke von Virginien an bis Florida aber wächst von Schritt zu Schritt der sommerliche Regenfall; er beträgt z. B. in Ft. Monroe (Virginien) 33, in Charleston (Südcarolina) 39, in Savannah (Georgia) 43, in Ft. Brooke (Florida) 51 Procent von dem Gesammtregenfall innerhalb eines Jahres. Zugleich ist die Regenhöhe an jenen Uferstaaten des Golfstromes eine sehr ansehnliche, nämlich 1200 bis 1500 Millimeter.

In den weiten Ebenen nördlich der Mississippi-Mündungen herrschen

[1]) l. c. S. 6 f.

wiederum Sommerregen vor und zwar nach Nord hin bis zu den Mississippi-Quellen mit einem immer grösser werdenden Procentantheil; denn die Winterregen werden bei den im Winter vorwiegenden continentalen Winden nach dem Innern zu immer seltener. Doch vermindert sich die gesammte jährliche Regenmenge in gleicher Richtung mehr und mehr. So hat St. Louis in Missouri eine solche von 1117 Millimetern (davon 31 Procent im Sommer), Ft. Leavenworth in Kansas von 770 Millimetern (40 Pr. i. S.), Ft. Snelling in Minnesota von 645 Millimetern (43 Pr. i. S.). Diese Abstufung ist insofern eine sehr günstige, als bei der weit grösseren Verdunstung in den heisseren südlichen Districten ohne reichere Wasserzufuhr ein entwickelteres Pflanzenleben kaum seine Existenz zu behaupten vermöchte. Beginnt auch schon in den Staaten am mittleren Mississippi die weite, fast baumlose Prairie-Region, so sind doch diese Ländereien wie die südrussischen Steppen für den Anbau der Cerealien noch in hohem Grade geeignet. Auch in anderer Hinsicht lassen sie sich recht gut mit diesen vergleichen. So zeigt sich auch hier ein Regenmaximum im Juni (nicht im Juli zur Zeit der grössten Erwärmung des Continents, wie man eigentlich erwarten sollte). Wojeikof erklärt diese, wie es scheint, den Steppengebieten eigenthümliche kleine Verschiebung des Regenmaximums in scharfsinniger Weise dadurch, dass die wilden Gräser wie die cultivirten Cerealien im Juni noch grün sind, also auch an die Luft noch grosse Mengen von Wasserdampf abgeben, während bereits im Juli für jene Gewächse die Zeit der Dürre angebrochen ist; im Juli, folgert er weiter, ist daher diese Feuchtigkeitsquelle geschwächt und der Regenfall somit ein geringerer.

Wollten wir die Parallele zwischen dem nordamerikanischen und dem südrussischen Steppengebiete noch weiter führen, so könnten wir noch hinzufügen, dass, wie sich die wüstenähnliche aralo-kaspische Niederung an die südrussischen Steppen anschliesst, auch hier die öden, fast aller Bodencultur baren „Plains“ sich unmittelbar westwärts der Prairie-Region (etwa westlich vom 100. Grad w. L. v. Gr.) ausbreiten.

Gleich der nördlichen Halbkugel, hat auch die südliche eine weitausgedehnte Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten. Sie beherrscht hier fast nur oceanische Räume, weshalb auch ihre Aequatorialgrenze mit überraschender Gleichförmigkeit fast durchweg dem 40. Grad s. Br. folgt. Nur da, wo sie über Continente (Australien und Südamerika) hinweg ihren Weg nimmt, erleidet ihr Gang wesentliche Störungen. In Australien gehört zu dieser Zone das Land südöstlich der Darling-Murray-Linie, also hauptsächlich Victoria und Neu-Süd-Wales, sowie Tasmanien und Neuseeland. Auf dem Continente verursachen während des Winters die aus dem Innern kommenden Winde eine Periode

relativer Trockenheit, während die sommerlichen Nordostwinde namentlich an der Ostküste stärkeren Regenfall mit sich bringen. Jenseits der östlichen Randketten empfängt das Land nur noch geringe Regenmengen; es befindet sich ja im „Regenschatten“ dieser Gebirge. Die Lage derselben ist also eine ungünstige für die Entfaltung des vegetabilischen und animalischen Lebens im Innern; sie ist daher indirect auch für die Entwicklung des dortigen Völkerlebens eine verhängnissvolle geworden. Auf Neuseeland ist, wenn wir von der Nordspitze der Nordinsel absehen, welche zur subtropischen Zone zu rechnen ist (vgl. S. 268), der Regenfall ziemlich gleichmässig auf alle Jahreszeiten vertheilt; doch weist die Westküste gegen viermal so starke Niederschläge auf als die Ostküste und mehr als irgend ein anderes Gebiet der gemässigten Zone (Hokitika 2836 Millimeter).

Wie in Australien so nähert sich auch in Südamerika die Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten an der Ostküste des Continents dem Aequator weit mehr als an der Westküste. Während ihre Aequatorialgrenze im Mittel etwa unter dem 30. Grad s. Br. zu suchen ist, dringt sie am Ostrande bis zum 25. Grad nach Norden vor, schliesst sich also hier unmittelbar an die Zone der tropischen Regen an, weicht hingegen an der Westküste, durch die subtropische Zone verdrängt, bis zum 40. Grad s. Br. zurück. Das Klima der Pampas lässt schon sehr die tropische Regelmässigkeit des Witterungsganges vermissen; Süd- und Nordwinde wechseln hier ebenso unregelmässig wie längere Perioden der Trockenheit mit heftigen Regengüssen. Im allgemeinen leidet das Gebiet ostwärts der Anden bis zum 50. Grad s. Br. an Wassermangel, da die vorherrschenden feuchten Westwinde beim Ueberschreiten des Gebirges den grössten Theil ihres Feuchtigkeitsgehaltes ausscheiden. Um so reichere Regenmengen werden der Westküste Südchile's und Patagonien's zu Theil; denn Ancud auf Chiloë hat eine Regenhöhe von 3349, Valdivia von 2768 Millimetern. Für Orte in den Anden sind noch weit grössere Werthe zu erwarten. Am ergiebigsten sind hier die Regen des Winters und nächstdem die des Herbstes.

Der ewige Schnee. In den unteren Regionen der tropischen und subtropischen Zone besitzen die Niederschläge meist die Gestalt von Tropfen. Weiter polwärts tritt im Winter der Schnee an deren Stelle; ja im hohen Norden bildet er sogar die gewöhnliche Form des Niederschlags. Denselben Uebergang beobachten wir jedoch auch in den Aequatorialgegenden, wenn wir an höheren Gebirgen emporsteigen: je mehr wir uns über den Meeresspiegel erheben, um so reichlicher wird der Schneefall. In den unteren Regionen der Gebirgsabhänge schmilzt der Schnee unter den warmen Strahlen der Sommersonne

ganz hinweg; weiter aufwärts aber gelangen wir endlich an eine Linie, oberhalb welcher er niemals weicht: dies ist die sogenannte Grenze des ewigen Schnees, welche wir in dem Folgenden der Einfachheit wegen schlechtweg als Schneegrenze bezeichnen wollen. Dieselbe liegt in der Nähe des Aequators am höchsten und sinkt nach den Polen zu allmählich herab. Dies ergiebt sich deutlich aus nachstehender Tabelle:

Ort.	Breite.	Schneegrenze.
Nordgrönland	75 ° n. Br.	715 Meter,
Island, Osterjökull	65 ° „ „	936 „
Kamtschatka, Schiwelutsch	56½ ° „ „	1600 „
Altai	50 ° „ „	2144 „
Karpathen, Hohe Tatra	49 ° „ „	2592 „
Alpen (Mittel)	46 ° „ „	2700 „
Pyrenäen	42¾ ° „ „	2728 „
Aetna	37½ ° „ „	2905 „
Himalaya Südabhang	30 ° „ „	4940 „
Himalaya Nordabhang		5670 „
Popocatepetl (Mexico)	19 ° „ „	4563 „
Tolima (Neu-Granada)	5 ° „ „	4670 „
Anden von Quito	1 ° s. Br.	4824 „
Paachata (westliche Cordillere von Bolivia)	18 ° „ „	6120 „
Küstencordillere von Patagonien	42½ ° „ „	1832 „
Magalhães-Strasse	53½ ° „ „	1130 „

Ein prüfender Blick auf diese Zahlen belehrt uns, dass sich die Schneehöhe nicht gleichmässig mit der Breite ändert; vielmehr finden wir ziemlich häufig kleinere oder grössere Anomalien. Auf diese müssen wir schon deshalb gefasst sein, weil die Wärmeverhältnisse auf der Erdoberfläche auch nicht streng nach den geographischen Breiten sich richten. Bouguer nahm deshalb an, die mittlere Jahreswärme von 0 ° C. sei entscheidend für den Verlauf der Schneegrenze. Indess hat schon A. v. Humboldt[1]) gezeigt, dass die Schneegrenze zwischen Aequator und Polarkreis sich innerhalb der mittleren Jahrestemperaturen von 1,5 ° C. und — 6,8 ° C. bewegt. Die Schneegrenze ist somit auch nicht streng abhängig von dem Gang der Isothermen. Wird doch in der Umgegend von Jakutsk in Sibirien selbst bei einer mittleren Jahreswärme von — 10,9 ° C. noch Ackerbau getrieben!

[1]) Fragments de géologie et de climatologie asiatiques. Paris 1831. Tome II, p. 531.

Viel eher dürfen wir erwarten, dass die örtliche Höhe der Schneegrenze durch die mittleren Sommertemperaturen, vor allem durch die Temperatur des heissesten Monats bestimmt wird. Mag auch die Winterkälte noch so gross sein, so wird doch der Schnee ganz hinwegschmelzen, wenn nur der Sommer die genügende Wärme besitzt. Für Jakutsk beträgt die Temperatur des wärmsten Monats 17,4 ° C.; würden hier Januar- und Julitemperatur zwischen — 22 und 0 ° C. (statt zwischen — 40,8 und 17,4 ° C.) schwanken, so würde bei Jakutsk die Schneedecke niemals weichen. An Orten mit excessivem Klima wird dieselbe demnach vergleichsweise hoch liegen. Da nun in der Nähe des Aequators die Temperatur das ganze Jahr hindurch nur geringen Wechseln unterworfen ist, so wird hier die Jahrestemperatur an der Schneegrenze eine höhere sein als in der gemässigten und kalten Zone. In der That haben genauere Untersuchungen dies bestätigt; denn in den Aequatorialgebieten der Anden beobachtet man an der Schneegrenze eine mittlere Lufttemperatur von + 1,2 ° C., im nördlichen Norwegen hingegen von — 5 ° C.

Aus gleichen Gründen steigt in mittleren Breiten die Schneegrenze überall da weit herab, wo durch die Nähe des Meeres die Gegensätze zwischen Sommer- und Wintertemperaturen abgeschwächt werden, wo also die Sommer relativ kalt sind. So haben Island und das Innere von Norwegen zwischen 60 und 62 ° n. Br. ziemlich dieselbe (auf das Meeresniveau reducirte) mittlere Jahreswärme; doch besitzt Norwegen höhere Sommertemperaturen als Island, weshalb die Schneegrenze in Island (am Osterjökull 936 Meter hoch) weit mehr herabsinkt als im Innern von Norwegen (auf dem Fillefjeld 1700 Meter hoch). In gleicher Weise ist es zu erklären, dass sich die Schneegrenze im Kaukasus 800, am nördlichen Abhange des Thianschan 1000 Meter höher erhebt als in den Centralpyrenäen.

Ferner ist die grössere oder geringere Reichhaltigkeit der Niederschläge nicht ohne Einfluss auf die Höhe der Schneegrenze. Je grössere Schneemassen während des Winters in einem Gebirge fallen, um so mehr Wärme ist im Sommer nöthig, dieselben in Wasser zu verwandeln. Folglich wird sich die Schneegrenze überall da höher in das Gebirge zurückziehen, wo der Schneefall ein geringer ist und somit die Sommersonne hinsichtlich der Schneeschmelze eine kleinere Arbeit zu verrichten hat. Hieraus erklärt sich die zunächst überraschende Thatsache, dass die Schneegrenze an der westlichen Cordillere von Bolivia, die nur ausserordentlich wenig Niederschläge empfängt, 1300 Meter höher emporsteigt als in dem Calmengürtel auf den Anden von Quito. Auch erkennen wir nun, warum die Schneegrenze am Nordabhang des Himalaya (5670 Meter hoch) gegen 730 Meter höher liegt als am

Südabhang (4940 Meter hoch). Die reichen Niederschläge, welche der Südwestmonsun vom Indischen Ocean herbeiführt und in Gestalt von Regentropfen an den unteren, von Schnee an den oberen Abhängen des Gebirges absetzt, sind unzweifelhaft die Ursache dieser Erscheinung. Auf den nördlich vom Himalaya emporsteigenden Ketten des Karakorum und Künlün, wo die Niederschläge an den beiden Abhängen nicht mehr so scharfe Gegensätze darbieten, begegnen wir wieder normalen Verhältnissen; denn die Schneegrenze erhebt sich in beiden Fällen am Südabhang etwas höher als am Nordabhang, ist aber trotz der nördlicheren Lage des Karakorum an diesem in noch grössere Höhen hinaufgerückt als am Himalaya, wie die folgende Tabelle zeigt[1]):

	Schneegrenze.
Himalaya, Südabhang	4940 Meter,
„ Nordabhang	5670 „
Karakorumkette, Südabhang . .	5970 „
„ Nordabhang . .	5670 „
Künlün, Südabhang	4820 „
„ Nordabhang	4600 „

Die bedeutende Wärmeausstrahlung, welche im Sommer auf dem hocherhitzten tibetanischen Hochlande stattfindet (vgl. S. 195), trägt viel zur Erhöhung der Schneegrenze an den Abhängen der Karakorumkette bei.

Man darf übrigens nicht glauben, dass innerhalb eines Gebirges, selbst wenn es in der Richtung der Parallelkreise zieht, die Schneegrenze an demselben Abhange überall gleiche Meereshöhe besitzt, also einen horizontalen Verlauf nimmt; es kann daher die Höhe der Schneegrenze für ein ganzes Gebirge nicht aus einer Bestimmung gewonnen werden. C. v. Sonklar, ein so trefflicher Kenner der Alpen, versichert, dass hierin die Schutzlosigkeit einer Oberfläche gegen Wind und Sonne, der Grad der Steilheit, die Insolations- und Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens in den Alpen Höhenunterschiede von 325 Metern und mehr zu bewirken vermögen[2]). An Stellen, die der Sonne und dem Winde zugänglich sind, steigt in der Oetzthaler Gruppe nach C. v. Sonklar die Schneelinie bis zu 2845 Meter Höhe empor, während sie doch in der Montblanc-Gruppe nur 2630 und in den Berner Alpen 2708 Meter Höhe erreicht.

Da die Schneegrenze in höheren Breiten mehr und mehr herab-

[1]) H. v. Schlagintweit-Sakünlünski im Globus, Bd. XXXI (1877), Nr. 9, S. 137.

[2]) C. v. Sonklar, Die Oetzthaler Gebirgsgruppe. Gotha 1860. S. 287.

sinkt, so hatte man vermuthet, in den Polargebieten zu einer Grenze zu gelangen, wo der ewige Schnee noch im Niveau des Meeresspiegels vorkommt. Dem entsprechen die bisherigen Beobachtungen keineswegs. Selbst auf Spitzbergen erhebt sich die Grenze des ewigen Schnees bis zu einer Höhe von 325 Metern. Der Hauptgrund für diese Erscheinung liegt wohl in dem meist unbedeutenden Schneefall der arktischen Gebiete; schon eine geringe Sommerwärme genügt, jene arktische Schneedecke bis zu gewisser Höhe hinwegzuschmelzen.

X. Die Quellen.

Nirgends auf Erden verharrt das Wasser an demselben Orte; vielmehr ist es unablässig in einem Kreislauf begriffen. Als Wasserdampf steigt es aus Meeren und Flüssen, sowie von befeuchteten Gegenständen empor, verdichtet sich und kommt als Regen oder Schnee zur Erde zurück. Nimmt man an, dass die Weltmeere bei einer mittleren Tiefe von 1880 Faden (= 0,463 363 geogr. Meilen) ein Areal von 6 786 000 Quadratmeilen bedecken, so würde die gesammte Wassermasse, welche die oceanischen Becken erfüllt, ein Volumen von c. 3 144 380 Cubikmeilen besitzen (vgl. Bd. I, S. 427). Da nun die durchschnittliche jährliche Regenhöhe auf der Erdoberfläche c. 500 Millimeter beträgt, also gegen 625 Cubikmeilen Wasser jährlich fallen, so würden, wenn der Wassergehalt der Regenwolken lediglich dem Meere entstammte, 5031 Jahre nothwendig sein, damit die ganze Wassermenge des Oceans jenen Kreislauf vollziehen, d. h. verdunsten und durch Regen wie durch Flusszufuhr wieder erneuert würde.

Freilich ist der Kreislauf des Wassers kein so regelmässiger, wie wir uns ihn vorzustellen gewöhnt sind. Nicht alles Regenwasser, welches die Festländer empfangen, ja nicht einmal der grössere Theil desselben, wird durch die Flüsse dem Meere zugeführt. Dalton hat berechnet, dass England eine mittlere jährliche Regenhöhe von 31,4 engl. Zoll (797,6 Millimeter) hat, welchem Werthe er noch 5 engl. Zoll (127 Millimeter) Thau hinzufügte. Bei stehenden Wassern fand er eine jährliche Verdunstung von 36,8 engl. Zoll (936 Millimeter); dagegen ergab sich, dass sämmtliche Flüsse nur 13 engl. Zoll (330 Millimeter) der englischen Meteorwasser zurückerstatten, also nur etwa $^{9}/_{25}$ des gesammten Niederschlags [1]). Hieraus geht hervor, dass in England weit mehr Regen fällt, als durch die Ströme abfliesst, sowie

[1]) John Dalton in Gilbert's Annalen der Physik, Bd. XV (1803), S. 251—271.

dass die Verdunstung hinreichen würde, alle Niederschläge zu verdampfen, wenn sie sich stehend ansammeln wollten.

Ohne Zweifel verdunstet das meiste des durch Regen der Erde zugeführten Wassers; ein kleinerer Theil eilt in den fliessenden Gewässern dem Meere zu und zwar entweder direct oder nachdem er bereits durch die obersten Schichten des Erdkörpers seinen Weg genommen hat; äusserst gering ist endlich die Quantität, welche die organischen Wesen verbrauchen, sowie diejenige, welche durch die Bildung von Hydraten beim Verwitterungsprocess der Gesteine chemisch gebunden wird. Hier soll uns ausschliesslich derjenige Theil des Wassers beschäftigen, welcher aus der Erde hervorbricht, nachdem er sich durch die Oberflächenlager der starren Erdrinde einen Pfad gebahnt hat.

Nur ein kleiner Theil des Wassers, welches in die Erde eindringt, kommt als Quell schon nach kurzer Zeit wieder zum Vorschein; meist hat es weite Wanderungen durch die zahlreichen Schichten der Erdoberfläche zu machen. Ob eine solche Wanderung eine langsame oder beschleunigte ist, ob sie sich tief oder weniger tief in's Erdinnere erstreckt, hängt in erster Linie von der Beschaffenheit des Gesteinsmaterials ab, auf welches das Wasser trifft. Zunächst folgt das Wasser den Spalten und Schichtungsflächen der Gesteine, durchdringt sie aber endlich ihrer ganzen Masse nach, wie es etwa ein Stück Zucker durchdringt. Jedes Gestein besitzt nämlich mikroskopische Poren; feine Haarspalten durchkreuzen es nach allen Richtungen und gestatten dem Wasser den Durchgang. Leicht durchlässig ist insbesondere der Sandstein. Die kleinen Sandkörner liegen ziemlich lose auf einander; denn sie berühren sich nur in wenigen Punkten und lassen somit zahlreiche leere Räume zwischen sich. Sandstein saugt deshalb das Wasser vergleichsweise hastig auf. Aehnlich verhalten sich alle grobkörnigen Gesteine, wie Granit, Syenit und Trachyt. Zerschlägt man nach länger währendem Frühjahrsregen grobkörnige krystallinische Gesteine, so wird man mehr oder weniger feuchte Bruchflächen und nicht etwa bloss in der Nähe der Oberfläche oder bei kleinen Handstücken, sondern auch bei fussgrossen Blöcken wahrnehmen. Feinkörnige Gesteine, wie die Thonschiefer, werden von den Gewässern leicht in der Richtung der Schieferungsflächen, äusserst selten jedoch in rechtem Winkel gegen die Schieferungsflächen durchdrungen. Selbst Basalt vermag dem Wasser auf die Dauer nicht zu widerstehen. Beim Brechen von Basaltsäulen fand Bischof[1]) nasse Flächen manchmal ganz im Innern

[1]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863. Band I, S. 207 f.

der Masse, und bei mikroskopischen Untersuchungen zeigten sich feine Haarspalten, die dem Wasser den Zutritt ermöglichten. Wassertropfen hat man sogar auf Bruchflächen der Lava von Niedermendig entdeckt, und nur solche Laven haben sich als wasserdicht erwiesen, die wie die Obsidiane eine glasartige Masse bilden. Auch mit Feuchtigkeit gesättigte Thon- und Lehmschichten leisten dem von oben her kommenden Wasser vortrefflich Widerstand. Dies erkannte bereits Lahire, welcher ein $2^1/_2$ Meter tiefes Blechgefäss mit Lehm gefüllt bei Paris im Freien vergrub und nach 15jährigen Beobachtungen im Jahre 1703 verkündete, dass das Regenwasser nie bis zu der Röhre am Boden seines Gefässes durchgedrungen sei [1]).

Jene die Poren aller Gesteine durchziehenden Wasser, die in den Stollen und Schächten allüberall so reichlich hervorquellen, bezeichnet man als Gebirgsfeuchtigkeit.

Im wesentlichen sind es, wie wir oben sahen, thonige Schichten, welche das Niedersinken des Wassers verhindern, indem sie dasselbe aufsaugen und sich dann schliessen. Wir müssen jedoch sogleich noch hinzufügen, dass auch ohne die den Durchgang verwehrenden Thonlager die Meteorwasser nicht bis zum Mittelpunkt der Erde hinabzusteigen vermöchten. Es ist ihnen vielmehr wegen der hohen Temperaturen des Erdinnern nur gestattet, bis zu einer im Verhältniss zum Erdganzen sehr geringen Tiefe hinabzusickern. Indem die Temperaturen des Erdinnern sich dem Wasser mittheilen, vermindert sich dessen Dichtigkeit, woraus unmittelbar das Bestreben entsteht, sich zu erheben. Im günstigsten Falle gelangt das Wasser bis zu Tiefen hinab, durch deren hohe Temperaturen dasselbe selbst bei dem Druck einer bis zur Erdoberfläche reichenden Wassersäule zum Sieden gebracht wird, worauf es als Dampf nach oben entweicht.

Indessen findet das durch feine Haarspalten, sowie durch Risse und Klüfte eindringende Wasser wohl meistens eine Schicht, die ihm den Weg zu weiteren Tiefen versperrt. Man nennt solches Wasser, welches sich über wasserdichte Schichten bewegt oder über denselben sich sammelt, Grundwasser, und dieses ist es, welches vielfach die nächste Veranlassung zur Quellenbildung wird.

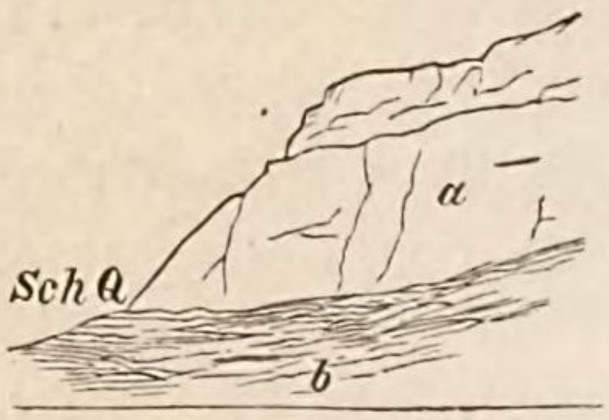
Aber wie gelangt nun das Wasser aus den Tiefen der Erde zur Oberfläche? Dies geschieht auf zweierlei Weise: entweder verfolgt es eine wasserdichte Schicht in ihrem Fallen bis zu ihrem Ausgehenden, an welcher Stelle es hervorbricht, oder es wird durch hydrostatischen Druck, unter Umständen auch durch die Gewalt hocherhitzter Dämpfe

[1]) O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 770.

aus der Tiefe emporgetrieben. Man unterscheidet daher absteigende und aufsteigende Quellen.

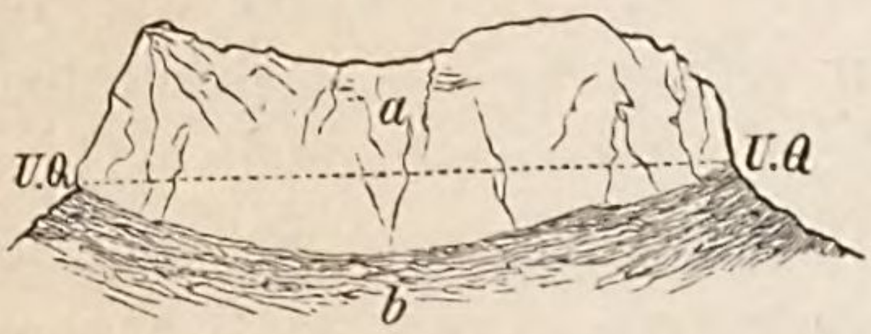
Die gewöhnlichsten Formen der absteigenden Quellen werden durch die Fig. 22 bis 24 erläutert. In Fig. 22 sehen wir das Wasser durch die zerklüftete Gesteinslage *a* eindringen; auf der wasserdichten Schicht *b* angekommen, fliesst es auf derselben abwärts und tritt an ihrem Ende als Schichtquelle zu Tage. Ist die wasserdichte Unterlage beckenartig gewölbt wie in Fig. 23, so sammeln sich die Wasser bis zum Rande des Beckens und ergiessen sich dann vielleicht nach verschiedenen Richtungen hin als Ueberfallsquellen. Fig. 24 zeigt, wie sich dies namentlich in Kalkgebirgen häufig beobachten lässt, einen bis zum Sammelbecken hinabreichenden Spalt, aus welchem das Wasser als Spaltquelle entweicht [1]).

Fig. 22.



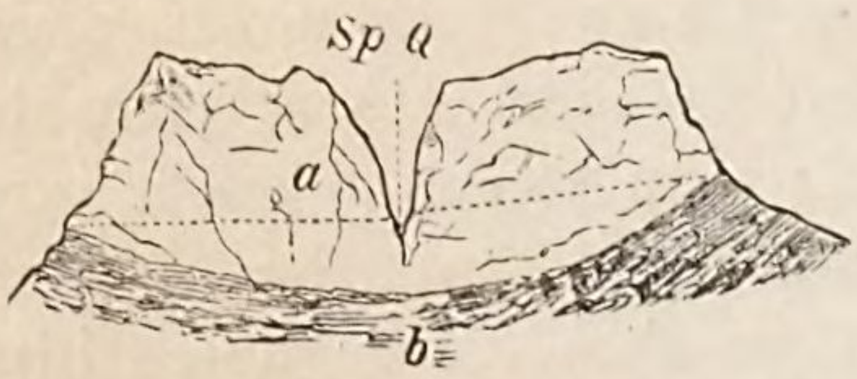
Schichtquelle.

Fig. 23.



Ueberfallsquelle.

Fig. 24.



Spaltquelle.

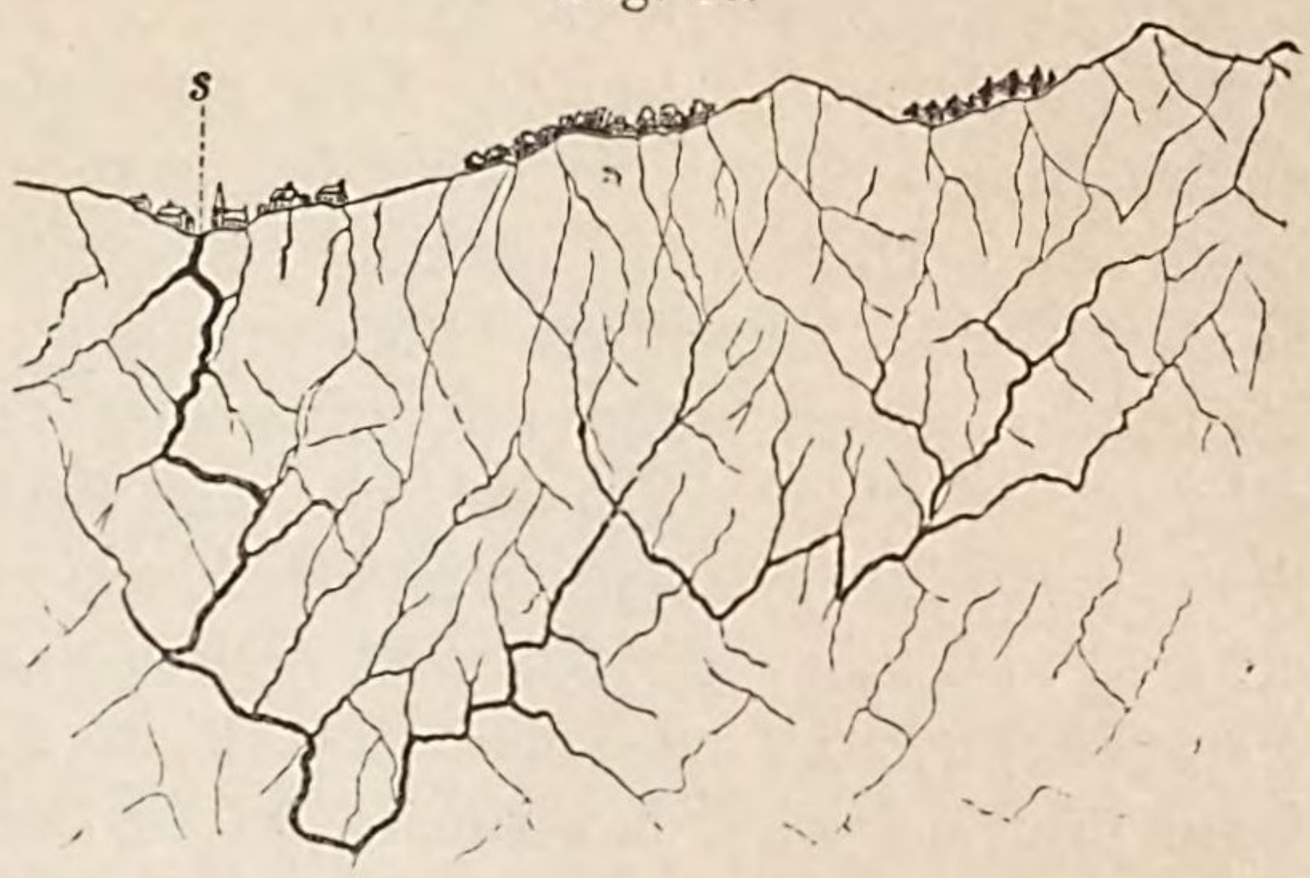
Eine absteigende Quelle seltener Art ist der Hexenbrunnen auf dem Brocken, da er nahezu dem höchsten Punkte dieses Berges angehört. Woher empfängt diese Quelle ihr Wasser? Genauere Untersuchungen führten zu dem Resultate, dass sie von der Spitze des Berges noch um 6 Meter überragt wird. Da nun die jährliche Regenhöhe des Brocken 1240 Millimeter beträgt, so würde jene Quelle, wenn sie nur niedriger läge als eine kreisförmige Fläche von 160 Meter Halbmesser und wenn sie sämmtliche Meteorwasser des über sie erhabenen Theils der Spitze in sich vereinigte, täglich über 273 Cubikmeter Wasser liefern können. Da ihr jedoch täglich nur 49 Cubikmeter Wasser entströmen, so besitzt sie eigentlich gar nichts Räthselhaftes und ist unter die gewöhnlichen absteigenden Quellen zu zählen. Der Umstand, dass sie 1786 und 1822 bei längerer Trockenheit vorübergehend versiegte, bestätigt übrigens,

[1]) J. Hann, F. v. Hochstetter und A. Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Prag 1872. S. 148.

dass der Hexenbrunnen sein Wasser nur aus der nächsten Umgebung, d. h. von dem Gipfel des Brocken bezieht.

Aufsteigende Quellen bilden sich meist in folgender Weise: Ein grosser Theil der Gebirgsfeuchtigkeit dringt nach und nach tief in die Erde, ja selbst tief unter das Niveau des Meeres ein, bis er im Erdinnern eine wasserdichte Schicht vorfindet, welche ein weiteres Abwärtsschreiten verhindert. Den gleichen Pfad schlagen auch andere Wassertheile ein; sie gelangen bis zu derselben Barrière, und so sammelt sich hier eine Wassermasse an, welche fortdauernd unter dem Drucke des herabsickernden Wassers und endlich unter dem Drucke einer bis zur Erdoberfläche reichenden Wassersäule steht. Da das Wasser nach unten keinen Ausweg hat, so sucht es in irgend einer anderen Richtung zu entweichen. Durch den Druck von oben wird es aufwärts getrieben; es wandert durch zahlreiche Ritzen und Klüfte, bald aufwärts, bald abwärts sich windend, nach oben, bis es die Erdoberfläche erreicht (s. Fig. 25).

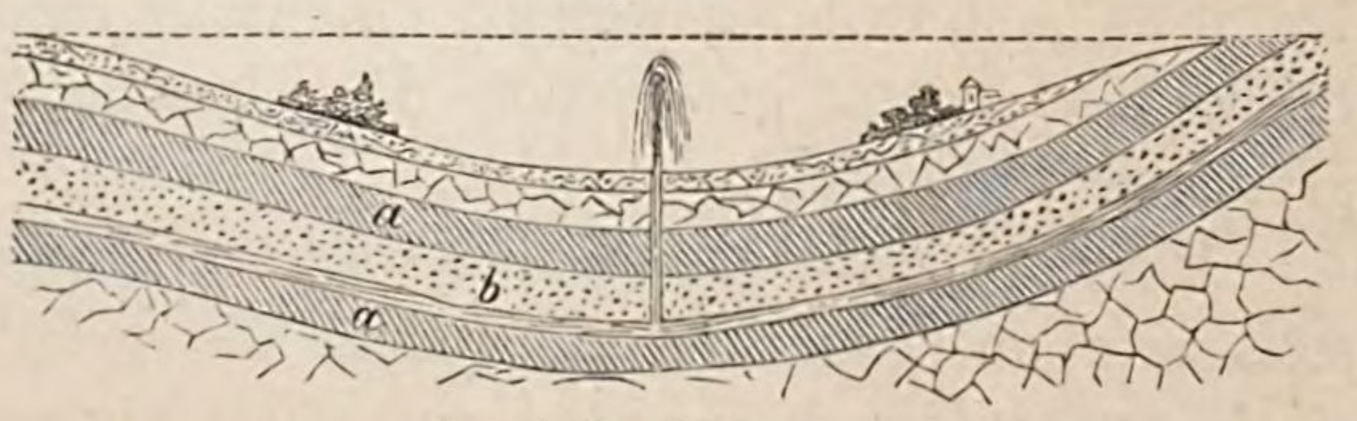
Fig. 25.



Querprofil zur Darstellung des Ursprungs einer aufsteigenden Quelle (nach Geikie). Durch zahlreiche Spalten wird das Wasser in einen Hauptcanal herabgeleitet, in welchem es dann wieder aufsteigt, bis es bei *S* hervorquillt.

Ist eine mehr oder weniger stark geneigte, poröse oder zerklüftete Gesteinsschicht von zwei wasserdichten Gesteinslagen eingeschlossen, so kann das Wasser weder nach oben, noch nach unten abfliessen, wenn nicht künstlich ein Abflussrohr geschaffen wird, indem man die obere wasserdichte Schicht durchbohrt. Geschieht dies, so dringt das Wasser nach dem Gesetz der communicirenden Röhren empor und steigt als Springquelle noch so hoch empor, als dies der vorhandene Wasserdruck fordert (Fig. 26). Man bezeichnte

Fig. 26.



Artesischer Brunnen.
a wasserdichte Mergel- und Thonlager.
b wasserführende Sandlage.

solche Brunnen als artesische Brunnen, weil sie in Europa in der Grafschaft Artois (Frankreich) zuerst (im Jahre 1126) angelegt wurden. In der Sahara bestehen sie allerdings seit uralten Zeiten. Sie werden bereits von den arabischen Schriftstellern des Mittelalters beschrieben; ja selbst dem Alterthum mögen sie nicht fremd gewesen sein, da sie schon von Olympiodor (in der ersten Hälfte des 5. Jahrhunderts n. Chr.) erwähnt werden [1]). Doch hatte man bis in das Mittelalter in Europa wohl noch keine Kenntniss von ihnen.

Häufig zeigt sich in der Nähe artesischer Brunnen keine Bodenanschwellung, obwohl die Höhe des hervorschiessenden Strahles einen ansehnlichen Druck und ein ihm entsprechendes Gefäll des Wassers, also auch eine benachbarte Bodenerhebung voraussetzt. Offenbar ist hierbei der höher gelegene Eintrittspunkt des Wassers in das unterirdische Sammelbecken so weit von dem Brunnen entfernt, dass er von diesem aus nicht gesehen wird. Dass die artesischen Wasser manchmal auf ausserordentlich weite Strecken durch das zerklüftete Gestein ihren Weg nehmen, wird auch durch die Thatsache bezeugt, dass der artesische Brunnen von Tours einmal am 30. Januar gut erhaltene Samen von Pflanzen heraufbrachte, die nur im Herbste vorher gereift sein konnten. Sie hatten also zu ihrer Wanderung durch den artesischen Canal 3 bis 4 Monate gebraucht. Dass sie auf ihrer Bahn keine wesentlichen Hindernisse zu überwinden hatten, scheint daraus hervorzugehen, dass sie in Menge gleichzeitig erschienen; es ist also das Wasser jedenfalls aus weiter Ferne gekommen.

Ist nun das Wasser einerseits weithin unter der Oberfläche thätig, so ist es doch andrerseits nicht unter jeder Oberfläche in der Tiefe anzutreffen. Der Bergmann teuft bisweilen bis zu grossen Tiefen ganz trockne Schächte ab; er bricht in sehr bedeutenden Tiefen Steinsalz, welches längst vom Wasser aufgelöst und fortgeführt worden wäre, wenn nicht eine Decke wasserdichter Erden wie ein Regenschirm über das Steinsalz ausgespannt wäre und dem Wasser das Eindringen verwehrte. Daher sind auch viele Bohrungen zur Herstellung artesischer Brunnen ohne Erfolg gewesen. Undurchlässige Schichten an der Oberfläche sind somit gewöhnlich die Ursache, weshalb das Wasser in grösseren Tiefen fehlt.

Flache Inseln, namentlich solche madreporischen Ursprungs, sind stets arm an Trinkwasser. Indem die gefallenen Meteorwasser hier einsickern, gelangen sie rasch unter das Niveau des Meeres und fliessen dann meist unterseeisch ab. Solche Inseln entbehren daher häufig der Quellen; man sammelt das Trinkwasser in Cisternen und sucht in der

[1]) E. Desor, Aus Sahara und Atlas. Wiesbaden 1865. S. 11 f.

Milch der Cocosnüsse ein Surrogat für dasselbe. Auch flache, niedere Festlandsküsten leiden an Süsswassermangel. Finden sich aber daselbst Quellen, so zeigen sie oft die bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit, dass sie je nach dem Eintritt von Fluth und Ebbe viel oder wenig Wasser spenden oder dass der Brunnenspiegel sich in Uebereinstimmung mit den Gezeiten erhöht und senkt, und zwar geschieht dies selbst dann, wenn der Brunnen über dem Meeresspiegel liegt. Es steigen und sinken nämlich hierbei die unterirdischen süssen Wasser genau so wie die Gewässer der in den Ocean mündenden Flüsse: die salzhaltigen und schwereren Wasser wirken stets von unten her und heben die süssen Grundwasser auf ihrem Rücken empor, da die Meereswellen in die Küstenformationen vielfach mit beinahe ebenso grosser Leichtigkeit eindringen, als sie das Gestade umwogen.

Solche mit den Gezeiten harmonische Niveauschwankungen der Brunnen beobachtet man bei Wasa in Finnland, bei Royan am rechten Ufer der Gironde, auf Neu-Providence und anderen der Bahama-Inseln [1]). Auch deutschen Inseln, z. B. Sylt und Föhr, ist diese Erscheinung nicht fremd. Die Brunnen daselbst geben zwar ein schönes, süsses Quellwasser, besitzen aber irgend welche Verbindung mit dem Meere; denn bei südwestlichen Stürmen und Fluthen erfolgt sogar in den 25 bis 30 Meter tiefen Brunnen der hochliegenden Norddörfer Braderup und Kampen auf Sylt ein Schwellen des Wassers, ein Brausen der Luft nach oben, so dass bisweilen die schwersten Brunnendeckel emporgetrieben wurden. Bei östlichen und nördlichen Winden entsteht hingegen ein Luftzug nach unten in den Brunnen; das Wasser fällt dann in gleicher Weise wie der Spiegel des benachbarten Meeres [2]).

Ferner wird uns Aehnliches von der Halbinsel Hela (Westpreussen) berichtet [3]). Hier begegnet man, etwa auf der Mittellinie zwischen beiden Küsten, zahlreichen, 1—1 1/3 Meter tiefen Brunnen, welche zwar weiches, aber doch trinkbares süsses Wasser liefern. Dasselbe ist nichts anderes als Regenwasser, da zum Leidwesen der Seeleute kein mechanisches Filtrum dem Wasser die gelösten Salze nimmt. Ebenso gewiss ist es jedoch, dass das Meerwasser nach dem Gesetz der communicirenden Röhren den ganzen Sandwall bis zum Niveau des Meeres erfüllt; nur wegen der Capillarität wird die horizontale Ebene, welche den trocknen Sand von dem nassen scheidet, um etwa 50 bis 60 Millimeter gehoben werden. Nach Aussage der Nehrunger findet beim Steigen und Sinken der See auch ein Steigen und Sinken

[1]) É. Reclus, La Terre. Paris 1869. Tome II, p. 189 sq.

[2]) Ausland 1865, S. 1199 f.

[3]) Julius Schumann, Geologische Wanderungen durch Altpreussen. Königsberg 1869. S. 47 f.

des Wassers in den Brunnen statt. Es ruht demnach das Süsswasser auf dem salzigen Wasser.

Zuweilen sind jene Schwankungen der Wasserhöhe in den Brunnen noch weit landeinwärts zu beobachten. Bei dem Brunnen des Militärhospitals zu Lille, $8^1/_2$ geogr. Meilen vom nächsten Küstenpunkte entfernt, sind die Oscillationen des Spiegels am stärksten in den Syzygien (bei Neu- und Vollmond), am schwächsten in den Quadraturen (erstes und letztes Viertel). Der höchste Wasserstand tritt immer 8 Stunden nach dem Eintreffen der höchsten Fluthwelle zwischen Dünkirchen und Calais ein [1]).

Die Temperatur der Quellen entspricht meist der mittleren Jahrestemperatur derjenigen Gegend, aus welcher sie hervorbrechen. Sind sie merklich wärmer, so bezeichnet man sie als warme oder laue; erreichen sie nahezu die Temperatur des Siedepunktes, so nennt man sie heisse Quellen. Beide Arten umfasst der Ausdruck Thermen. Es ist demnach klar, dass der Begriff der Thermen durch die klimatischen Verhältnisse eines Ortes bestimmt wird. In arktischen Gebieten mit einer mittleren Jahrestemperatur von -2^0 C. ist eine Quelle von $+1^0$ C. bereits eine Therme, während in der Nähe des Aequators, wo die mittlere Jahrestemperatur 26 bis 28^0 C. beträgt, von einer Therme eine Temperatur von mindestens 30^0 C. gefordert wird.

Durch ausserordentlich hohe Temperaturen berühmt sind ausser den weiter unten zu betrachtenden heissen Springquellen die von A. v. Humboldt und Boussingault untersuchten Aguas calientes de las Trincheras in Südamerika zwischen Portocabello und Nueva Valencia (nach A. v. H. 90,3, nach B. 23 Jahre später 97^0 C.) und die Aguas de Comangillas bei Guanaxuato in Mexico (96^0 C.), sowie die von Moriz Wagner ausführlich beschriebenen Quellen von Hammam-Meskhutin im algerischen Atlasgebirge (95^0 C.) und die Katharinenquellen im Kaukasus ($88,7^0$ C.). Zu den heisseren Quellen Mitteleuropa's gehören folgende:

Burtscheid . . .	$77,5^0$ C.	Aachen . . .	$57,5^0$ C.
Carlsbad . . .	$75,0^0$ C.	Ems	$56,25^0$ C.
Wiesbaden . . .	$70,0^0$ C.	Leukerbad . .	$50,2^0$ C.
Baden-Baden . .	$67,5^0$ C.	Teplitz . . .	$49,4^0$ C.
Ofen	$64,0^0$ C.	Gastein	$48,1^0$ C.
Mehadia (Ungarn)	$64,0^0$ C.		

Die höheren Temperaturen derartiger Quellen sind ohne Zweifel meist dadurch zu erklären, dass ihr Heerd in grossen Tiefen liegt. Da nach dem früher gefundenen Gesetz der Wärmezunahme in den

[1]) Comptes rendus. Tome XIV (1842), p. 310 sq.

oberen Schichten der Erdrinde die Temperatur auf je 33 Meter Tiefe um 1° C. wächst (vgl. Bd. I, S. 199), so darf man hieraus ableiten, dass Quellen, welche 10° C. wärmer sind als die durchschnittliche Lufttemperatur des betreffenden Ortes, aus einer Tiefe von 330 Metern kommen, dass somit Quellen, welche, wie die Thermen von Wiesbaden, jenen Werth um 60° C. überschreiten, aus Tiefen von 330 Metern $\times$ 6 = 1980 Metern heraufsteigen, wobei man den kleinen Betrag der Abkühlung vernachlässigt, welche die Wasser beim Durchgang durch die oberen, kälteren Schichten erfahren.

Gebiete, welche noch gegenwärtig der Schauplatz vulcanischer Kräfte sind oder es einstmals waren, ja selbst basaltische und trachytische Gegenden zeigen häufig eine weit schnellere Wärmezunahme nach unten. Darum begegnet man hier heissen Quellen häufiger als anderwärts; kochend heisse Quellen sind sogar ausschliesslich auf vulcanische Territorien beschränkt. Doch ist die Bildung der Thermen überhaupt keineswegs nothwendig an das Vorhandensein thätiger oder erloschener Vulcane geknüpft; vielmehr fehlen sie weder eruptivem, noch sedimentärem Gestein, weder jüngeren, noch älteren Formationsgliedern. Dass bisweilen auch chemische Kräfte die Wärme der Quellwasser erhöhen, kann wohl kaum geleugnet werden; doch darf ihnen im allgemeinen hierbei nur eine nebensächliche Bedeutung zugeschrieben werden.

Die interessantesten aller Thermalquellen sind die periodischen Springquellen (auf Island Hverjar, auf Neuseeland Puias genannt). Genauer erforscht wurden zuerst diejenigen auf Island, insbesondere der grosse Geysir, an welchem wir darum das Phänomen der Springquellen näher erläutern wollen.

Der grosse Geysir[1]), am Fusse des Barnafell gelegen, hat sich selbst durch allmählichen Absatz der in seinem Wasser aufgelösten Kieselerde um seine Ausmündung einen flachen Kegel von Kieselsinter aufgebaut, welcher etwa um 10 Meter die Thalfläche überragt und einen Durchmesser von 70 Metern hat. In seinen Gipfel ist ein fast kreisrundes, kesselartiges Becken eingesenkt, dessen Wände ebenfalls ausserordentlich sanft geneigt sind. Dieses Bassin hat eine Tiefe von 2 bis $2^1/_3$ Metern und an seinem oberen Rande von Ost nach West einen Durchmesser von 18, von Süd nach Nord einen solchen von 16 Metern. In seinem Grunde mündet der oben etwa 3 Meter weite und 21 Meter tiefe, nach unten sich verengende cylindrische Canal, aus welchem das Wasser empordringt. Die Wände desselben bestehen

[1]) Geysir heisst soviel als Sprudler; dieser Name könnte daher auf alle heissen Springquellen angewandt werden.

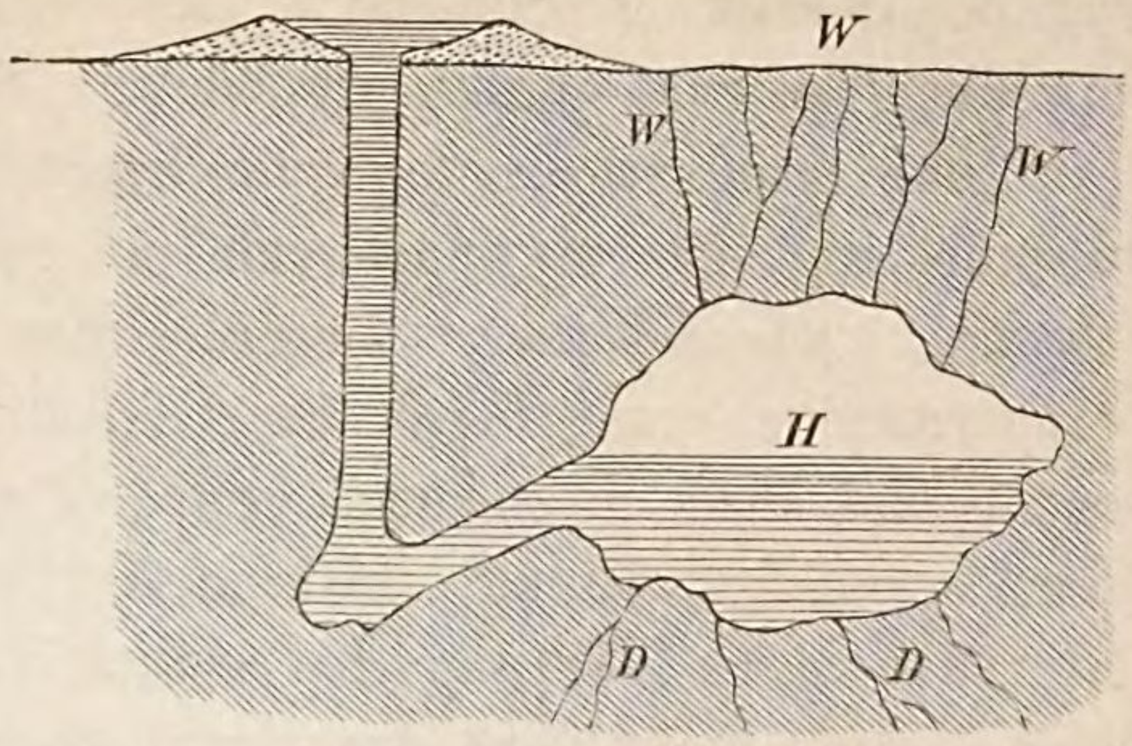
aus Kieselsinter und erscheinen in Folge der beständigen Reibung des Wassers so glatt, als ob sie polirt wären. Gewöhnlich ist das Becken mit krystallhellem, bläulich-grünem Wasser angefüllt; dasselbe besitzt an der Oberfläche eine Temperatur von 76 bis 89° C., in der Tiefe von 21 Metern vor den Wasser- und Dampfausbrüchen eine solche von 127°, nach denselben von 122° C.

Von Zeit zu Zeit, gewöhnlich nach einer Pause von 24 bis 30 Stunden, erfolgt eine äusserst heftige, grossartige Wassereruption, welcher mehrere kleinere Ausbrüche vorausgehen. Starke unterirdische Gewittertöne verkündigen den ersten derselben; das Wasser schwillt bis zum Rande des Bassins an, beginnt zu wallen; eine silberglänzende Säule steigt aus der Mitte des Hügels empor und stürzt, nachdem sie eine Höhe von 5 bis 6 Metern erreicht hat, sofort wieder in sich zusammen. Derartige vorläufige Eruptionen wiederholen sich während des ganzen Tages nach Sartorius v. Waltershausen in regelmässigen Perioden von zwei Stunden, nach Preyer und Zirkel mit grosser Regelmässigkeit in 20 bis 30 Minuten, also wahrscheinlich anfangs alle zwei Stunden, dann aber in kürzeren Zwischenräumen, bis endlich eine der grösseren Eruptionen eintritt. Unter stärkerem Gedonner und erneuten, furchtbaren Schlägen, bei denen der Erdboden heftig erschüttert wird, erhebt sich pfeilschnell ein mächtiger Strahl, der sich oben verdünnt und zuletzt zerstäubt. Er ist etwa 3 Meter stark und mehr als 30 Meter hoch; bisweilen sinkt er auf einen Augenblick bis zur Hälfte zusammen oder verschwindet ganz, um im nächsten Augenblicke wieder mit um so grösserer Gewalt hervorzubrechen. Ungeheure Dampfwolken lagern sich über einander und verhüllen zum Theil die Wassergarbe. Dieses unvergleichlich grossartige Schauspiel währt etwa 10 Minuten lang. Hierauf fällt der Wasserstrahl in sich zusammen, und die Ruhe kehrt wieder. Das hocherhitzte Wasser fliesst an den Seiten des Kegels herab; das Becken liegt trocken vor dem Auge des Beobachters da; das Wasser steht still und ruhig in dem Ausflussrohre, noch etwa 2 Meter mit seiner Oberfläche von dem Kraterrande entfernt. Nur ganz allmählich steigt es wieder, und eine neue Eruption bereitet sich vor.

Nach der älteren, schon von Tobern Bergmann aufgestellten und später von Mackenzie erweiterten Theorie sind unterirdische Hohlräume *(H* in Fig. 27) als Heerd der Geysireruptionen anzusehen, in welche von oben (durch die Spalten *W)* Wasser und von unten (durch die Spalten *D)* Dampf eindringt. In diesen Hohlräumen werden die Dampfmassen durch die Wassersäule zurückgehalten, welche den Verbindungscanal nach der aufwärts führenden Röhre verschliesst. Daher sammeln sich die Wasserdämpfe in dem oberen Theile

des Hohlraumes an und drücken vermöge ihrer Expansivkraft den Wasserspiegel immer tiefer hinab, bis sie endlich gewaltsam durch die Wassersäule nach oben entweichen, wobei sie das Wasser mit sich emporreissen. Hat der unterirdische Dampfkessel sich so weit entleert, dass die Spannkraft der verbleibenden Dämpfe den Druck der Wassersäule nicht mehr zu überwinden vermag, so versperrt die letztere den Dämpfen den Weg nach oben, und es beginnt wieder eine Periode der Ruhe, bis die Dämpfe des unteren Hohlraumes abermals so viel Spannkraft besitzen, die Wassersäule zu heben.

Fig. 27.

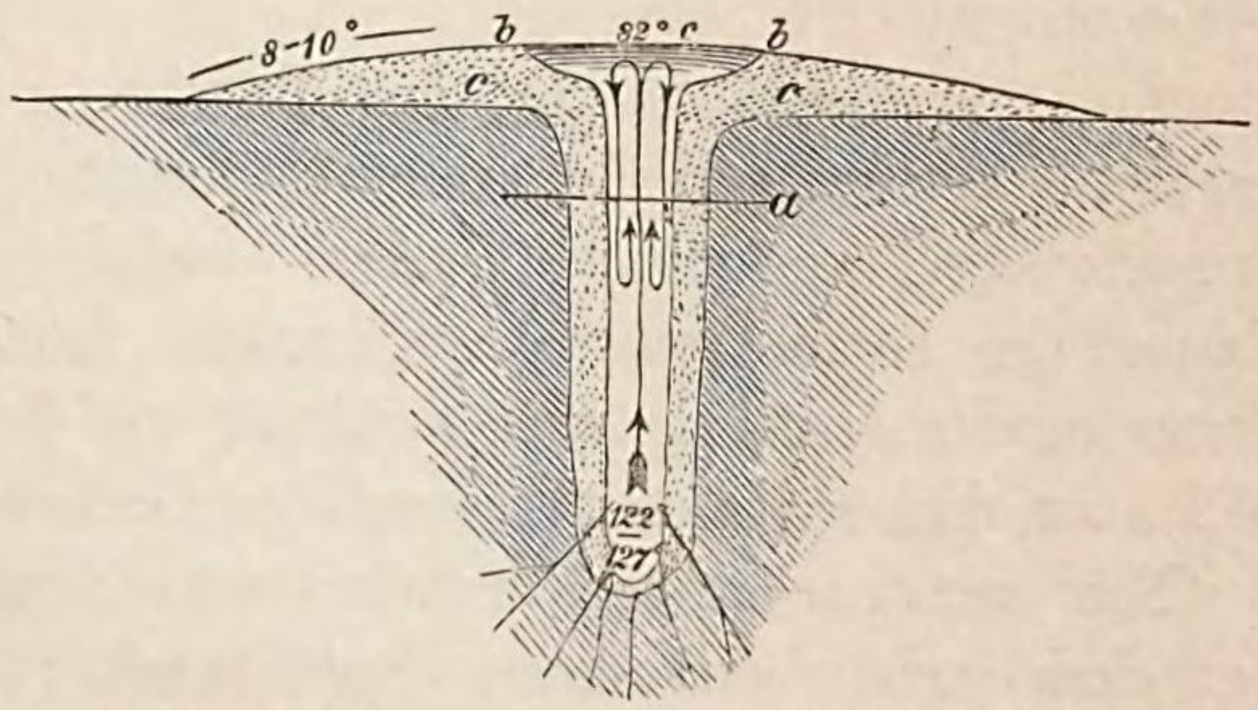


Erklärung der Geysireruptionen nach der Theorie Mackenzie's.

Diese ältere Hypothese hat man gänzlich aufgegeben, seitdem Bunsen, der im Jahre 1846 zehn Tage lang die Temperaturen des Geysirwassers genau untersuchte, die Geysirphänomene in neuer, sehr scharfsinniger Weise erklärt hat[1]).

Zunächst bestätigte Bunsen, was schon früher erkannt worden war, dass die Temperatur der Wassersäule im Eruptionscanal nach unten zunimmt. Verharrt auch das Oberflächenwasser (ausser bei den Eruptionen) scheinbar in völliger Ruhe, so findet doch innerhalb der Röhre und des Beckens bis zum Spiegel hinauf eine beständige Circulation statt. Ununterbrochen dringt heisses Wasser von unten in die Röhre ein, steigt in der Mitte derselben empor, erleidet hierauf an der Oberfläche eine Abkühlung und sinkt dann an den Seiten in die Tiefe hinab (s. Fig. 28), bis es endlich wieder erhitzt nach oben gelangt. Nach jeder Eruption wächst die Temperatur in allen Höhen

Fig. 28.



Erklärung der Geysireruptionen nach der Theorie Bunsen's.
a Grundgebirge. *b* das Geysirbassin. *c* Kieselsinter.

[1]) Poggendorff's Annalen, Bd. LXXII (1847), S. 159—170.

der Wassersäule. Sie beträgt in der Tiefe der Röhre 122 bis 127 ° C.; dennoch siedet hier das Wasser nicht, weil der Druck der hohen Wassersäule es daran verhindert. Endlich kommen bei fortgesetzter Erwärmung der gesammten Wassermenge im Rohre heisse Wasserpartien herauf in Schichten, in welchen sie den dem Drucke entsprechenden Siedepunkt erreichen. Sofort entwickeln sich Dämpfe; hierdurch erfahren die darunter liegenden Schichten eine Druckverminderung, und so verwandelt sich ein grösserer Theil der Wassersäule in Dampf. Alles Wasser oberhalb dieser Dämpfe wird durch dieselben emporgehoben und hoch in die Luft geschleudert. Abgekühlt fällt es in das Becken zurück, und so erfolgt eine kleine Unterbrechung der Dampfentwicklung. In immer kürzer werdenden Intervallen wiederholt sich dieser Vorgang, bis schliesslich eine gewaltige Dampfexplosion einen ganz besonders kräftigen Strahl emportreibt. Die kleineren Eruptionen sind gleichsam misslungene Bildungsversuche der letzten, welche erst dann eintritt, wenn die Wassermasse soweit erhitzt worden ist, dass die mit dem Entweichen der Dämpfe verbundene Druckverringerung ein allgemeines Aufkochen bewirken kann. Nach jeder grösseren Eruption ist der Stand des Wasserspiegels 1 bis 2 Meter niedriger als vorher, weil ein Theil des Wassers auf die äusseren Abhänge des Kegels trifft und hier abfliesst.

Da die Länge der Perioden zwischen je zwei Haupteruptionen durch die Menge und die Temperatur der in das Rohr einströmenden Wasser, sowie durch die Dimensionen des Rohres bedingt ist, so ist es klar, dass nicht nur die Pausen zwischen zwei Eruptionen verschiedener Geysir, sondern auch die eines und desselben Geysirs in verschiedenen Zeiten hinsichtlich ihrer Länge beträchtliche Differenzen aufweisen müssen.

Nach Bunsen ist bei der Erklärung des Geysirphänomens die Annahme grosser unterirdischer Hohlräume, in denen sich mächtige Dampfmassen ansammeln, schon deshalb nicht haltbar, weil das Wasser der Röhre nach der Eruption nicht gänzlich in jene Hohlräume zurücksinkt, sondern sich nur um diejenige Menge vermindert, welche an den äusseren Rändern des Beckens herabfällt.

Nur wenige hundert Schritte von dem grossen Geysir entfernt liegt eine andere periodische Springquelle: der Strokkr (das Butterfass). Statt des Eruptionskegels umgiebt nur ein wulstförmiger, kaum 10 Centimeter hoher Rand aus braunem, festem Sinter seine Oeffnung. Sein Rohr verengt sich nach unten trichterförmig; es hat oben eine Weite von etwa $2^1/_3$ Metern, unten hingegen nur von $^1/_4$ Meter. Die Wassersäule nähert sich dem Rande gewöhnlich auf 3 bis 4 Meter und ist dauernd in starkem Wallen und Aufkochen begriffen. Im

Vergleich zu dem grossen Geysir sind bei dem Strokkr die Ausbrüche häufiger, die emporgeschleuderten Wassermassen aber geringer. Seine in den feinsten Staub aufgelösten Wasserstrahlen erreichen eine Höhe von 40 bis 50 Metern. Durch Hinabwerfen von Steinen und Erden in seinen Schlund lässt er sich zu einer Eruption nöthigen.

Um den grossen Geysir und Strokkr schaaren sich noch gegen 40 kleinere Quellen und Sprudel auf einer von Nordnordost nach Südsüdwest langgestreckten elliptischen Fläche; der kleine Geysir sendet von vier zu vier Stunden eine 10 bis 13 Meter hohe Wassergarbe empor.

Noch bedeutsamer als die Geysirbildungen auf Island sind diejenigen auf Neuseeland und im Gebiete des Yellowstone-River in den Vereinigten Staaten.

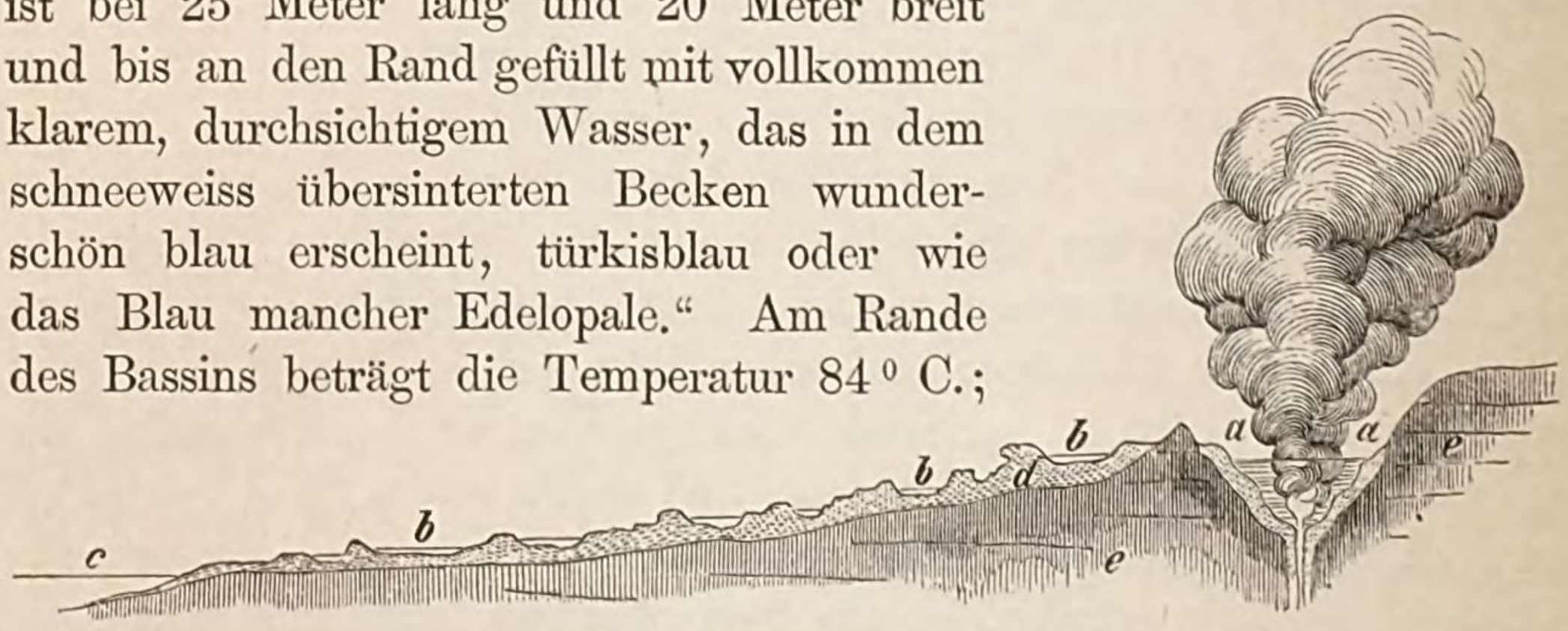
Die Geysirregion Neuseeland's (der nördlichen Hauptinsel zugehörig) lässt sich am besten durch zwei parallele Linien begrenzen, welche man vom West- und Ostende des Taupo-Sees nach Nordosten bis zur Bay of Plenty zieht; auf diesem kleinen District entströmen an mehr als tausend Punkten heisse Dämpfe der Erde. Wir führen hier nur das Wichtigste aus der Schilderung an, welche Ferdinand v. Hochstetter von diesem Geysirgebiete giebt[1]).

Der aus dem Taupo-See kommende Waikato stürzt sich etwa 4 geogr. Meilen unterhalb seines Austrittes aus demselben reissenden Laufes durch das enge, tief ausgefurchte Thal von Orakeikorako, über welches uns F. v. Hochstetter Folgendes berichtet: „An den Ufern steigen weisse Dampfwolken auf von heissen Cascaden, die in den Fluss fallen, und von Kesseln voll siedenden Wassers, die von weisser Steinmasse umschlossen sind. Dort steigt eine dampfende Fontaine in die Höhe und sinkt wieder nieder; jetzt erhebt sich an einer andern Stelle eine zweite Fontaine; auch diese hört auf; da fangen aber zwei zu gleicher Zeit an zu springen, eine ganz unten am Flussufer, die andere gegenüber auf einer Terrasse, und so dauert das Spiel wechselnd fort, als ob mit einem kunstvoll und grossartig angelegten Wasserwerke Versuche gemacht würden, ob die Springbrunnen auch alle gehen, die Wasserfälle auch Wasser genug haben. Ich fing an zu zählen alle die einzelnen Stellen, wo ein kochendes Wasserbecken sichtbar war oder wo eine Dampfwolke ein solches andeutete. Ich zählte 76 Punkte, ohne jedoch das ganze Gebiet übersehen zu können, und darunter sind viele intermittirende, geysirähnliche Springquellen, welche periodische Wassereruptionen haben . . . Das Quellengebiet erstreckt sich dem Waikato entlang etwa eine englische Meile weit an beiden Flussufern.“

[1]) Ferdinand v. Hochstetter, Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 251—294.

Etwa halbwegs zwischen dem Thal von Orakeikorako und der Bay of Plenty begegnet man inmitten reizender Landschaften einer Gruppe von Seen. Zahlreiche heisse Quellen und unter ihnen auch einige mit periodischen Wassereruptionen brechen hier hervor; das Wunderbarste aber, welches alle anderen Naturschönheiten Neuseeland's bei weitem übertrifft, finden wir im Südosten jenes Seedistrictes an den Ufern des Rotomahana oder warmen Sees. Er verdient diesen Namen mit vollem Recht; denn sowohl an dem Rande wie auf dem Boden des Sees strömt überall siedend heisses Wasser hervor und erwärmt den ganzen See. Seine Umgebung ist fortwährenden Veränderungen ausgesetzt: Felsen zerfliessen in Wasser, und Felsen erstarren wieder aus Wasser; manche Quellen versiegen, andere entstehen. Am östlichen Ufer entwickeln sich die grossartigsten Quellen, die man überhaupt auf Erden kennt; obenan steht Tetarata (der „tätowirte Fels", so genannt nach den eigenthümlichen Formen der Kieselsinterablagerungen) am nordöstlichen Ende des Sees. „Etwa 25 Meter hoch über dem See an einem farnbewachsenen Hügelabhang, an welchem an zahlreichen durch Eisenoxyd gerötheten Stellen heisse Wasserdämpfe entweichen, liegt in einem kraterförmigen, nach der Seeseite gegen West offenen Kessel mit steilen, 10 bis 13 Meter hohen, roth zersetzten thonigen Wänden das grosse Hauptbassin des Sprudels (s. Fig. 29). Es ist bei 25 Meter lang und 20 Meter breit und bis an den Rand gefüllt mit vollkommen klarem, durchsichtigem Wasser, das in dem schneeweiss übersinterten Becken wunderschön blau erscheint, türkisblau oder wie das Blau mancher Edelopale." Am Rande des Bassins beträgt die Temperatur 84° C.;

Fig. 29.



Durchschnitt durch das Bassin und die Sinter-Terrassen der Tetarata-Quelle am Rotomahana auf Neuseeland
a Hauptbassin. *b* Bassins auf den Terrassen. *c* Spiegel des Rotomahana. *d* Kieselsinter.
e Grundgebirge aus zersetztem Rhyolith.

in der Mitte aber, wo das Wasser fortwährend nahezu einen Meter hoch aufwallt, mag es Siedehitze haben. Ungeheure Dampfwolken, die das schöne Blau des Beckens reflectiren, wirbeln auf und verhindern meist den Anblick der ganzen Wasserfläche. Der Eingeborene, welcher F. v. Hochstetter als Führer diente, berichtete ihm, dass bisweilen plötzlich die ganze Wassermasse mit ungeheurer Kraft ausgeworfen

werde und dass man dann gegen 10 Meter tief in das leere Bassin hinabschauen könne, das sich aber sehr schnell wieder fülle. Nur bei heftigem, anhaltendem Ostwinde sollen solche Eruptionen vorkommen [1]).

Das Wasser reagirt neutral, hat einen schwach salzigen, aber keineswegs unangenehmen Geschmack und besitzt in hohem Grade die Eigenschaft zu versteinern oder richtiger zu übersintern und zu incrustiren. Der Absatz ist, wie bei den isländischen Quellen, Kieselsinter oder Kieseltuff, und der Abfluss des Sprudels hat am Abhang des Hügels ein System von Kieselsinterterrassen geschaffen, die weiss, wie aus Marmor gehauen, einen Anblick gewähren, den keine Beschreibung und kein Bild wieder zu geben vermag. Es ist, als ob ein über Stufen stürzender Wasserfall plötzlich in Stein verwandelt worden wäre. Die unteren Terrassen sind niedrig, die oberen hingegen 1 bis 2 Meter hoch. Sie bestehen aus einer Anzahl halbrunder Stufen oder Becken, von welchen sich jedoch nicht zwei in ganz gleicher Höhe befinden. Jede dieser Stufen hat einen kleinen erhabenen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen auf die tiefere Stufe herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, die ein oder mehrere im schönsten Blau schimmernde Wasserbecken umschliesst. Diese Wasserbecken bilden ebenso viele natürliche Badebassins, die der raffinirteste Luxus nicht prächtiger und bequemer hätte herstellen können. Man kann sich die Bassins seicht und tief, gross und klein auswählen, wie man will, und von jeder beliebigen Temperatur, da die Bassins auf den höheren, dem Hauptbassin näher gelegenen Stufen wärmeres Wasser enthalten als die auf den tieferen Stufen [2]).

Die nordamerikanische Geysirregion haben wir an zwei Nebenflüssen des Missouri, an dem Upper Yellowstone- und dem Madison-River, zwischen dem 44. und 45. Grad n. Br. und dem 110. und 111. Grad w. L. v. Gr. zu suchen. Sie wurde im Sommer 1869 durch Cook und Folsom entdeckt und im Jahre 1871 (Juni bis August) durch eine von der Regierung der Vereinigten Staaten ausgerüstete Expedition unter Leitung des Geologen F. V. Hayden genauer erforscht. Hayden sagt in seinem Bericht („Preliminary Report of the U. St. geological Survey of Montana"), dass die Schönheit und Erhabenheit jenes Schauplatzes vulcanischer Thätigkeit jede Erwartung übertreffe. Die Regierung der Vereinigten Staaten beschloss, dieses Geysirgebiet, um es nicht eine Beute gewinnsichtiger Speculation werden zu lassen, zu einer Staatsdomaine zu erklären und einen Nationalpark aus demselben zu schaffen.

[1]) l. c. S. 271 f.

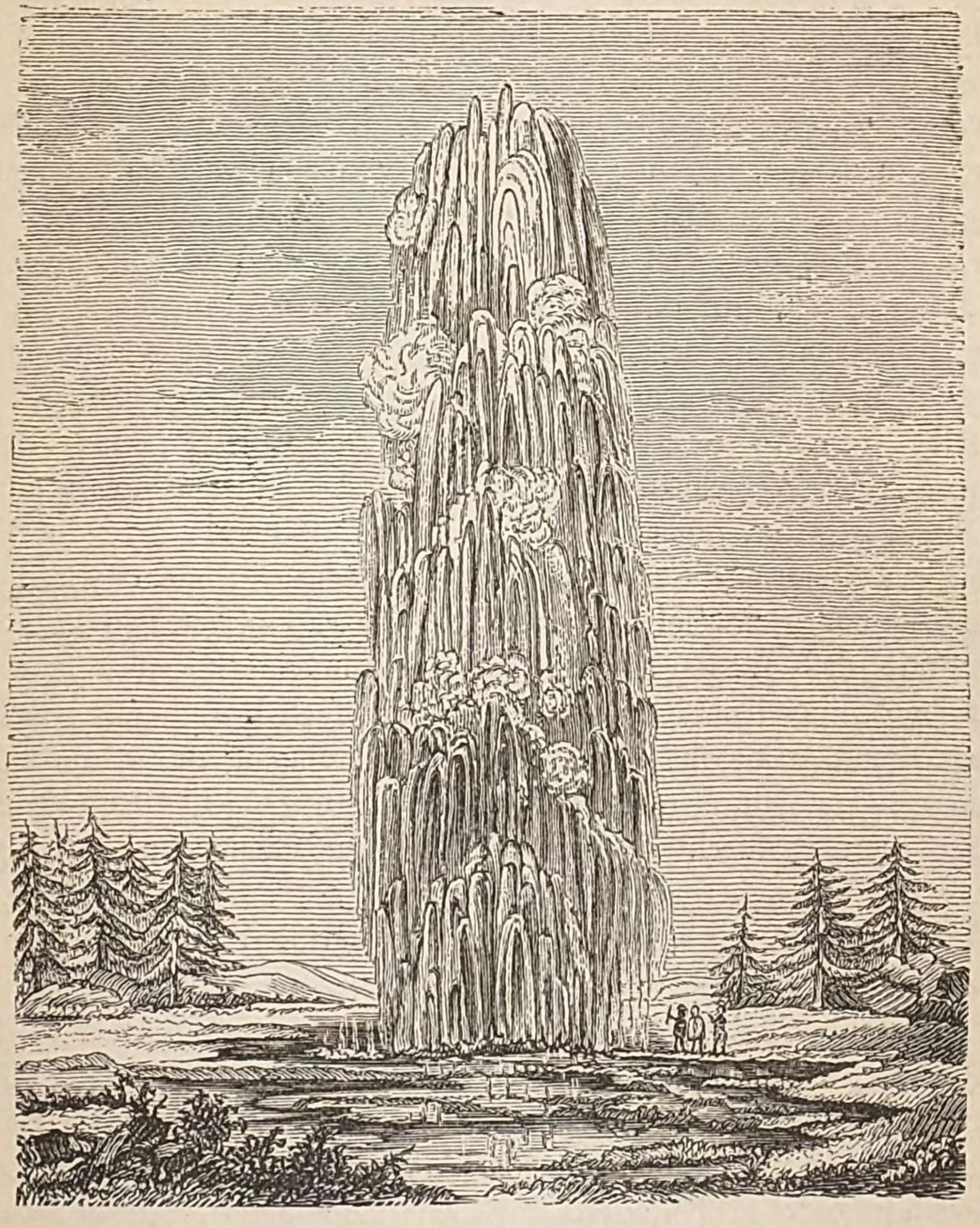
[2]) Wörtlich nach F. v. Hochstetter, l. c. S. 272 f.

Die Thäler jenes durchweg vulcanischen Terrains (doch sind thätige Vulcane nicht vorhanden) liegen gegen 2000 Meter hoch und sind von mächtigen Gebirgsketten umgeben, deren schneebedeckte Häupter bis zu einer Meereshöhe von 3000 bis 4000 Metern sich erheben. Wie auf Neuseeland, so finden sich auch hier blendend weisse, aus kalkhaltigen Niederschlägen zusammengesetzte Hügel, welche, durchaus einer gefrorenen Cascade gleichend, in stufenartigen Terrassen herabsteigen. Die steileren Seiten der Hügel sind gewöhnlich mit einer Reihe halbkreisförmiger Becken geschmückt, deren Seitenwände bisweilen eine Höhe von nur wenigen Centimetern, bisweilen aber auch von 2, ja $2^1/_2$ Metern besitzen.

Von der grossen Anzahl der dortigen Geysir sind folgende die bedeutendsten: Am Yellowstone-River sendet der Schlammgeysir alle $3^1/_4$ Stunden einen im Durchschnitt 5 Meter (manchmal 6, sogar 10 Meter) hohen, von dichten Dampfwolken umhüllten Wasserstrahl empor, welcher ungefähr 15 Minuten lang verbleibt und dann ebenso rasch wieder verschwindet, als er erschien. In dem Lower Geysir-Basin (an dem Fire-Hole-River, einem der Quellflüsse des Madison-River) begegnet man zahlreichen, aber meist kleineren Springquellen. Hingegen tritt uns das Geysirphänomen in dem Upper Geysir-Basin (ebenfalls am Fire-Hole-River) in ausserordentlich grossartiger Weise entgegen. Hier treibt der „Grand Geysir“ in Pausen von etwa 32 Stunden einen 2 Meter starken Wasserstrahl 20 Minuten lang bis zu einer Höhe von 65 Metern empor, während die Dampfwolke sogar eine Höhe von 325 Metern erreicht. Demselben Thale gehört auch der „Riese“ (Giant) an, welcher, während Hayden im Upper Geysir-Basin weilte, einmal 80 Minuten lang einen Wasserstrahl bis zu einer Höhe von 45 Metern emporsandte. Lieutenant Doane sah aus demselben Becken im Jahre 1871 eine Wassersäule ununterbrochen 3 Stunden lang in einer Stärke von $1^2/_3$ Metern bis zu einer Höhe von 30 bis 65 Metern emporsteigen. Die „Riesin“ (Giantess), in demselben Thale weiter aufwärts gelegen, hat die grossartigsten Eruptionen in dieser Geysirregion. Mit machtvoller Bewegung dringt die Hauptwassermasse gegen 20 Meter über den Beckenrand empor; gleichzeitig überragen 5 oder 6 kleinere Wassersäulen von 15 bis 40 Centimeter Durchmesser den Gipfel jenes Wasserkegels und schiessen manchmal bis zu einer Höhe von 80 Metern empor. Dieser Umstand deutet auf Nebenröhren hin, welche sich nahe der Oberfläche mit der Hauptröhre vereinigen. Die Eruptionen der „Giantess“ halten etwa 20 Minuten an und ereignen sich in Zwischenräumen von 22 Stunden. Ungefähr 90 Meter von der „Riesin“ entfernt befindet sich ein symmetrischer Kegel von einem Meter Höhe, der „Bienenstock“ (Beehive), welcher bei einem 18 Minuten lang dauernden Aus-

bruch einen 66 Meter hohen Wasserstrahl emporschleudert. Der dankbarste Geysir der ganzen Region wurde von Hayden mit dem Namen des „Alten Getreuen“ (Old Faithful) bezeichnet; er sendet in Zwischenräumen von einer Stunde 15 Minuten lang 2 Meter starke Wassersäulen 30 bis 50 Meter hoch empor [1]).

Fig. 30.



Der Geysir „Giantess“ im Upper Geysir-Basin (Territorium Montana in den Vereinigten Staaten).

Während wir den sogenannten Thermen fast in allen Ländern der Erde begegnen, gehören kalte Quellen, d. h. Quellen, deren Temperatur wesentlich niedriger ist als die mittlere Lufttemperatur des

[1]) Vgl. hierzu auch Petermann's Mittheilungen 1872, S. 241—253. 321—326.

Ortes, an welchem sie zu Tage treten, zu den grössten Seltenheiten. Kommen die Thermen ohne Ausnahme aus den Tiefen der Erde, so steigen kalte Quellen immer aus höheren Regionen herab und erscheinen dann in den Thälern als relativ kalte Wasser. Mit Firnschnee und Gletschern bedeckte, von Spalten vielfach durchzogene Gebirge bieten die günstigsten Bedingungen für die Entstehung kalter Quellen dar. Ruht ein Gletscher auf zerklüftetem Kalkstein, so sinken seine Schmelzwasser in die Klüfte und bilden weiter thalabwärts eiskalte, periodische Quellen. Sie fliessen meist nur im Sommer, versiegen aber im Winter, wenn die Wasser innerhalb der Gletschermasse zum grössten Theil erstarren. Zu derartigen Quellen ist z. B. der eiskalte Liebfrauenbrunnen zu zählen, der nur 200 Schritte von den warmen Quellen des Leukerbades entfernt ist. An der Gemmi liegt in 2275 Meter Höhe der Daubensee, der sich über sehr zerklüftetem Kalkstein ausbreitet. 400 Meter tiefer, auf der Spitalmatte zwischen Kandersteg und der Gemmi, brechen 50 ergiebige kalte Quellen hervor, welche als der Abfluss des Daubensees angesehen werden dürfen [1]).

Die chemische Beschaffenheit der Quellwasser ist eine ausserordentlich verschiedene. Reines Wasser findet sich nur äusserst selten in der Natur, da schon der aus der Luft herabstürzende Regentropfen ein Quantum Sauerstoff und Kohlensäure, nicht selten auch Ammoniak oder Schwefelwasserstoff mit zur Erdoberfläche herabbringt. Indem nun das Wasser in die lose Erdkrumendecke eindringt, wirkt es vermöge seines Kohlensäure- und Sauerstoffgehaltes überall zersetzend und auflösend, insbesondere nach seinem Durchgang durch die an verwesenden vegetabilischen Resten reiche obere Schicht der Erde, in welcher es die durch Fäulniss von Organismenresten entstehende Kohlensäure in reicherer Menge aufnimmt.

Jede Felsart wird, vom Wasser angegriffen, im Laufe der Zeit zerstört; doch geschieht dies je nach der Art des Gesteinsmaterials bald auf diese, bald auf jene Weise. Manche Gesteine löst es direct (z. B. Gyps, Steinsalz, Kalkstein, Dolomit, Alaun, Salpeter); andere, welche dem Wasser Widerstand leisten, wandelt es aus wasserfreien in wasserhaltige Mineralien um (so Anhydrit in Gyps), um sie dann mit fortzutragen; noch andere unlösliche Mineralien erfahren zunächst eine Zersetzung durch die Kohlensäure des Wassers, welches hierauf alle dann löslichen Elemente (der Alkalien, des Kalkes, des Eisenoxyduls und eines Theiles der Kieselsäure der Feldspathe) entführt. So werden entweder durch directe Lösung oder durch vorausgehende

[1]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn 1863. Bd. I, S. 238 f.

Zersetzung und dann erfolgende Lösung die manigfachsten Mineral-lösungen gebildet, welche theilweise in den unterirdischen Hohlräumen durch Verlust eines Theiles der Kohlensäure oder durch Verdunstung des Wassers ihre Bestandtheile wieder absetzen oder als Mineralquellen zu Tage treten.

Viele Salze, namentlich kohlensaurer Kalk und kohlensaure Magnesia, werden in erster Linie durch die Kohlensäure aufgelöst; von dem Kohlensäuregehalt des Wassers hängt darum auch vor allem die Menge der im Wasser aufgelösten mineralischen Substanzen ab; durch deren grössere oder geringere Quantität aber ist der Unterschied zwischen hartem und weichem Wasser bedingt. Das erstere ist wegen seines reicheren Kalkgehalts ungeeignet zum Waschen, sowie zum Kochen von Hülsenfrüchten, die in demselben hart bleiben, während sie in dem letzteren rasch erweichen. Durch diese Eigenschaften erklären sich die beiden Namen hartes und weiches Wasser. Man bezeichnet (nach Fehling's Methode der Härtebestimmung) den Härtegrad des Wassers mit 1, 2 etc., wenn man in 100 Cubikcentimetern (= 100 Gramm) Wasser 1, 2 etc. Milligramm Calciumoxyd oder einen Gehalt von $^1/_{100\,000}$ an härtemachenden Bestandtheilen, in Kalkäquivalenten ausgedrückt, in dem Wasser vorfindet. Als Trink- und Nutzwasser sind die Wasser noch verwendbar, so lange sie den Härtegrad 18 nicht überschritten haben.

Eine viel reichere Menge von Salzen und anderen mineralischen Stoffen findet sich in den sogenannten Mineralwassern, wozu die meisten warmen und heissen Quellen gehören, deren Wasser vermöge seiner hohen Temperatur viele Substanzen der Erdkruste leichter auflöst als kaltes. Doch müssen nicht alle warmen Quellen nothwendig Mineralquellen sein und sind es thatsächlich nicht immer, da die Substanzen, durch welche sie hindurchgehen, in sehr ungleichem Grade löslich sind. So sind die warmen Quellen von Gastein und Pfäffers, sowie von Wildbad durchaus keine Mineralquellen, bestehen vielmehr aus besonders reinem Wasser. Die Mineralquellen enthalten hauptsächlich Carbonate, Sulfate oder Chlorverbindungen von Calcium, Magnesium oder Natrium, ferner Kieselsäure und Eisenoxydul. So besitzt das Wasser des grossen Geysirs auf Island nach genauer Analyse auf je 1000 Theile folgende Substanzen in den angegebenen Quantitäten:

Kieselsäure	0,5097
Kohlensaures Natron . . .	0,1930
Kohlensaures Ammoniak .	0,0083
Schwefelsaures Natron . .	0,1070
Schwefelsaures Kali . . .	0,0475
Schwefelsaure Magnesia . .	0,0042

Salzsaures Natron . . .	0,2521
Natronsulfid	0,0088
Kohlensäure	0,0557.

Nach den vorwaltenden mineralischen Stoffen führen die Mineralquellen verschiedene Namen, wobei jedoch daran zu erinnern ist, dass wegen der manigfaltigen Mischung nicht selten mehrere Bezeichnungen für eine und dieselbe Quelle statthaft sind. Kalkwasser (Pyrmont und Nieder-Wildungen in Waldeck, Hofgeismar bei Cassel), kalt, warm oder heiss, sind reich an Kohlensäure und kohlensaurem Kalk, welch letzteren sie absetzen, wenn erstere entweicht; Kieselwasser (Geysirwasser) halten vermittelst ihrer hohen Temperatur neben anderen Substanzen insbesondere viele Kieselsäure aufgelöst; Sauerwasser oder Säuerlinge (Brückenau in Bayern, Augustusbad bei Radeberg und Elster im Königreich Sachsen, Charlottenbrunn und Flinsberg in Schlesien, Pyrmont), kalt und warm, besitzen viele freie Kohlensäure; Eisensäuerlinge oder Stahlwasser (Aachen, Burtscheid, Brohlthal, sowie Altwasser, Charlottenbrunn, Salzbrunn in Schlesien, Doberan in Mecklenburg) bergen zugleich noch kohlensaures Eisenoxydul; Natronsäuerlinge oder Natronwasser (Ems, Teplitz in Böhmen) haben einen bedeutenden Gehalt von kohlensaurem Natron; Glaubersalzwasser (Carlsbad, Marienbad) weisen ausser grösseren oder kleineren Mengen von Kohlensäure einen namhaften Gehalt von schwefelsaurem Natron auf; in dem Bittersalzwasser (Saidschütz in Böhmen) herrschen schwefelsaure Magnesia und schwefelsaures Natron vor; Schwefelwasser (Baden bei Wien) enthalten neben schwefel- und kohlensauren Salzen freien Schwefelwasserstoff, Jod- und Bromwasser (Kreuznach, Kissingen, Warmbrunn in Schlesien) zugleich viel Kochsalz. Quellen, deren Chlornatriumgehalt so gross ist, dass sie sich zur Gewinnung von Kochsalz eignen, nennt man Soolquellen. Sie kommen sehr häufig vor in den Alpen (Reichenhall, Ischl), in Thüringen (Salzungen, Stadtsulza), in der Provinz Sachsen (bei Halle und Kösen), in Galizien, Siebenbürgen und anderwärts.

Mineralquellen mittlerer Stärke haben in 1000 Theilen 1 bis 5 Theile unorganischer Salze aufgelöst; doch wird dieser Mittelwerth nicht selten überschritten. Die Glaubersalzwasser des Kreuz- und Ferdinandsbrunnen in Marienbad erreichen die Werthe 8,97, resp. 10,29, und diese werden hinsichtlich der von ihnen aufgelösten Mineralsubstanz noch durch die Bitterwasser übertroffen, in denen die schwefelsaure Magnesia vorwaltet. Die stärkste dieser Quellen findet sich bei Biemensdorf in der Schweiz in fast 1700 Meter Meereshöhe; ihr Salzgehalt beträgt nach Bolley 31,1 pro mille. Auch für das Bitterwasser von Saidschütz (bei Brüx in Böhmen) ist derselbe sehr bedeutend (23,26

pro mille nach Berzelius). Indess zeigt sich bei weitem die grösste Menge von Salzen in den Soolquellen. So hat nach A. Buchner's Analyse die Edelquelle zu Reichenhall im Kilogramm 233,79 Gramm fester Bestandtheile (davon 224,35 Chlornatrium oder Kochsalz). Noch stärker sind die Quellen zu Hall in Tirol, zu Dürrheim in Baden (Kreis Villingen) und Clemenshall in Württemberg (Neckarkreis); vielleicht am stärksten aber ist der Bernhardsbrunnen zu Salzungen (Sachsen-Meiningen), welcher 267,22 Gramm im Kilogramm, davon 260,7 Gramm reines Kochsalz enthält. Das Maximum von Kochsalz, welches sich im Wasser von 12° C. auflösen kann, ist nach Fehling's Untersuchungen gleich 359 Gewichtstheilen in 1000 Gewichtstheilen Wasser [1]).

Die Entführung vieler Theile der Felsarten mit Hilfe der Kohlensäure, welche sowohl in gasförmigem Zustande, als auch gemischt mit dem Quellwasser in den Klüften der Berge ihre Wirksamkeit entfaltet, muss eine der mächtigsten Ursachen der im Schosse der Erde vor sich gehenden Veränderungen und Wiederanordnungen der Stoffe sein. Sind diese Veränderungen auch in mehreren Jahren kaum wahrnehmbar, so werden sie doch im Laufe längerer Zeiträume sehr beträchtlich. G. Bischof hat für diese Art der Zerstörung den glücklichen Ausdruck „chemische Erosion" gebraucht.

Wie mächtig dieselbe bisweilen ist, geht aus folgenden Beispielen hervor. In dem Carlsbader Sprudel findet sich unter anderem eine relativ geringe Quantität Fluorcalcium und zwar 1 Theil in 300 000 Theilen Wasser aufgelöst. Trotzdem ergiebt sich aus dieser sehr unscheinbaren Grösse eine jährliche Summe von 12 500 Kilogramm, welche dem Gestein durch Auslaugung entzogen werden. Ausserdem fördern die Carlsbader heissen Quellen jährlich über 6 500 000 Kilogramm kohlensaures Natron und gegen 10 000 000 Kilogramm Glaubersalz (schwefelsaures Natron), zugleich aber auch grosse Mengen von kohlensaurem Kalk und von Kochsalz zu Tage. Die heisse Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Croatien liefert jeden Tag 77 000 Eimer Wasser von 56° C., und dieses enthält an festen Bestandtheilen (Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Thon- und Kieselerde) soviel, dass sie nach v. Hauer's Berechnung seit Beginn der christlichen Aera bereits gegen 3900 Millionen Kilogramm dieser Mineralien an die Erdoberfläche getragen hat, also eine Masse, die einem Würfel von über 140

[1]) Hermann v. Schlagintweit-Sakünlünski: Untersuchungen über die Salzseen im westlichen Tibet und in Turkistan, I. Theil, in den Abhandlungen der mathem.-physik. Classe der Kgl. bayerischen Akademie der Wissenschaften. München 1871. Bd. XI, Abth. 1, S. 157 f.

Meter Seitenlänge entspricht, d. i. einem Würfel von der Höhe des Strassburger Münsters [1]).

Die grossartigsten Wirkungen der zerstörenden Kraft des Wassers müssen wir im Kalkgebirge suchen. Das Wasser löst hier Theile des Gebirges auf und schwemmt sie fort, so dass Erdfälle eintreten. Gustav Bischof hat aus den Analysen der Wasser, welche die Flüsse des Teutoburger Waldes und der Haar fortführen, ermittelt, dass sich aus dem kohlensauren Kalke, den sie enthalten, jährlich ein Würfel von mehr als 32,5 Meter Seitenlänge herstellen liesse. Einer der grössten der dortigen Erdfälle bildete einen Trichter von 50 Meter Durchmesser und 8 Meter Tiefe. Ein solcher Kalkkegel aber würde allein von den Paderquellen in etwa 67 Tagen aufgelöst und hinweggespült werden [2]).

Da sich die chemische Erosion immer in Kalkgebirgen am kräftigsten erweist, so finden wir hier auch die grössten Verheerungen durch das Wasser. In der That übertreffen die Kalkgebirge Europa's (Jura, Karst, dinarische Alpen, Apennin etc.) alle übrigen Gebirge hinsichtlich ihres Reichthums an Höhlen, welche letzteren theils zugänglich sind, theils den Flüssen als Durchgangspforte dienen (wir erinnern an die Perte du Rhône bei Genf, an die zahlreichen verschwindenden Flüsse in Krain und Bosnien), theils zusammenstürzen und kesselartige Vertiefungen an der Oberfläche hinterlassen, wodurch der Landschaft der Charakter einer mit Blattergruben bedeckten Fläche aufgedrückt wird. Wir müssen hier auch der höchst eigenthümlichen Meermühlen bei Argostoli (Kephalonia) gedenken, da ihre Anlegung ohne die reichen Zerklüftungen des Kalkgebirges unmöglich geworden wäre. Nördlich von der Stadt Argostoli giebt es zwei Punkte, an welchen das Meer in die weiten Spalten des Kalksteins eindringt, also direct in den Erdboden einfliesst. Welche Grösse dieselben haben müssen, erhellt am besten aus dem Umstande, dass genauen Messungen zufolge täglich nicht weniger als $5^1/_2$ Millionen engl. Cubikfuss Wasser einströmen; dabei ist die Fallhöhe des Wassers so gross, dass es an jedem Orte eine Mühle zu treiben vermag.

Der zerstörenden Kraft des Wassers entgeht kein Gestein; denn sie alle sind von einem Netze feiner Haarspalten durchzogen. Feinkörnige, wie grobkörnige Gesteine erliegen dem unablässig nagenden Zahne des Wassers, wie aus der völligen Zersetzung mancher Basalte zu Wacken, sowie aus der Kaolinisirung mancher Granite deutlich zu erkennen ist. Ausser Gold und Platin existirt wohl kaum irgend ein

[1]) J. Hann, F. v. Hochstetter und A. Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Prag 1872. S. 157.

[2]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863. Bd. I, S. 232.

in kohlensäurehaltigem Wasser absolut unlösliches oder unzersetzbares Mineral; namentlich vermögen alle diejenigen Mineralien, welche einen wesentlichen Antheil an dem Aufbau der Erdkruste haben, der Zersetzung und Auflösung durch die Sickerwasser nicht zu widerstehen.

Die chemische Thätigkeit der Grund- und Quellwasser ist jedoch nicht bloss eine zerstörende, sondern auch eine neuschaffende. Gelangen kohlensäurehaltige Wasser, welche auf ihrem Wege durch Kalksteinlager viel kohlensauren Kalk aufgelöst haben, in's Freie, so schlägt sich derselbe als Kalktuff und Kieselsinter nieder, sobald die freie und die halbgebundene Kohlensäure bei der Verdunstung des Wassers sich verflüchtigt. Daher trifft man in den Höhlen der Kalksteingebirge häufig weit ausgedehnte Incrustationen, sowie grosse eiszapfenähnliche Gebilde, von denen man die von der Decke abwärts wachsenden als Stalaktiten, die von dem Boden aus nach oben strebenden als Stalagmiten bezeichnet. Die grössten Kalksinterabsätze finden sich wohl in Italien, wo durch viele Quellen aus der kalkreichen Kette des Apennin das Material zu grossen Travertinablagerungen herbeigeführt wird. Zu den schönsten derselben zählen die am Anio bei Tivoli östlich von Rom.

In der Nähe des Laacher Sees kann man vielfach beobachten, wie durch Eisensäuerlinge Absätze von Eisenoxydhydrat (Brauneisenstein) entstehen. Berechnungen haben ergeben, dass die dortigen Mineralquellen innerhalb eines Zeitraumes von 1000 Jahren ein Eisenockerlager herstellen können, welches bei einer Mächtigkeit von $^1/_3$ Meter etwa $^1/_8$ Quadratmeile umfasst. Ausser Carbonaten gehören Quellabsätze von Kieselsäure (wie am grossen Geysir), von Eisenkies (z. B. bei Burgbrohl), insbesondere aber von Gyps zu den häufiger vorkommenden Erscheinungen. Auch die Bildung von Erzgängen haben wir uns zu erklären durch das Eindringen metallischer Lösungen in die Gangspalten der Gebirge.

Gasquellen nichtvulcanischer Art.

Anhang zu dem Abschnitt: Die Quellen.

An die Betrachtung der mineralischen Wasserquellen reihen wir am zweckmässigsten die in mehrfacher Beziehung ihnen verwandten Gasquellen nichtvulcanischer Art. Bei Besprechung des Vulcanismus wurde darauf hingewiesen, dass Vulcane im Zustande der Ruhe meistens Wasserdämpfe, Schwefelwasserstoff und schweflige Säure, sowie Kohlensäure und andere Gase aushauchen. Doch begegnet man auch an zahllosen, zum Theil von vulcanischen Heerden weit entfernten Punkten

der Erdoberfläche Ausströmungen von Schwefelwasserstoff, Kohlensäure, Sumpfgas und ölbildendem Gas, deren Ursprung der Zersetzung vegetabilischer Substanzen zuzuschreiben ist. Besonders bemerkenswerth sind die Kohlenwasserstoff-Exhalationen, weil sie, angezündet, mächtige Flammen liefern, welche man als Erdfeuer bezeichnet. Eine reiche Menge solcher zum Theil brennender Quellen findet sich bei Baku auf der Halbinsel Apscheron am Kaspischen Meere. Gewöhnlich trifft man sie im Verein mit Petroleumquellen, indem sie unter Zischen und Brausen aus den zur Petroleumgewinnung angelegten Bohrlöchern hervorbrechen.

Eine besondere Art der Gasquellen sind die sogenannten Schlammvulcane oder Salsen. Entwickeln sich irgendwo durch Zersetzung organischer Substanzen Kohlenwasserstoffgase und liegt ferner die Ausbruchsstelle auf thonigem, durch stagnirende Gewässer schlammartig aufgeweichtem Boden, so sind alle Bedingungen erfüllt zur Entstehung von Schlammvulcanen. Besitzen sie auch in ihrem Bau und in ihrer Thätigkeit manigfache Züge, welche an die wirklichen Vulcane erinnern, so sind sie doch den Vulcanen durchaus nicht unterzuordnen; denn es wirken in ihnen ganz andere Kräfte: ihre Eruptionen haben nichts zu thun mit dem hocherhitzten Erdinnern, sondern werden lediglich durch die Zersetzung organischer Substanzen und die damit verbundene Gaserzeugung hervorgerufen.

Die Kegel der Salsen sind meist klein, oft kaum einen Meter, bisweilen 5 bis 10, selten 30 Meter hoch; nur die höchsten erreichen eine Höhe von mehr als 100 Metern. Sie werden durch thonigen Schlamm gebildet, welcher während des Ausbruches zähflüssig ist, während der Ruheperiode jedoch austrocknet und dann nach allen Richtungen hin von Spalten zerrissen wird. An der Spitze befindet sich eine kraterähnliche Vertiefung, von deren Boden aus zahlreichen Oeffnungen die Gase empordringen.

Auch bei den Schlammvulcanen wechseln Zeiten der Ruhe mit Zeiten gesteigerter Thätigkeit. Im Zustand der Ruhe bricht mit etwas Kohlenoxydgas oder Kohlensäure gemischtes Kohlenwasserstoffgas hervor, wodurch, falls fortdauernder Regen den Thonkegel in einen Schlammtümpel verwandelt hat, der halbflüssige Schlamm in brodelnder Bewegung erhalten wird. Ist der Schlamm zähflüssig, so entwickeln sich an der Oberfläche grosse Blasen. Sie zerplatzen schliesslich, worauf ein Theil überfliesst, ein anderer hingegen in den Trichter zurücksinkt, um vereint mit den nachquellenden Massen dasselbe Spiel zu wiederholen.

Bisweilen befällt aber, wenn auch nur selten und nur auf sehr kurze Zeit, den Schlammvulcan ein Paroxysmus, während dessen er die grossartigsten Erscheinungen zeigt. Unterirdische Donner und erd-

bebenartige Erschütterungen verkünden das Eintreten eines heftigen Ausbruches; Feuerflammen steigen hoch auf, und endlich erfolgen Explosionen, durch welche Schlamm, Steine und Felsblöcke 30 bis 50 Meter hoch aufwärts geschleudert werden. Die Thonschlammströme führen oft aufgelöstes Kochsalz und Naphtha in beträchtlicher Menge mit sich.

Eine der berühmtesten Salsen ist die Macaluba bei Girgenti auf Sicilien. Sie besteht aus einem sehr flachen, abgestumpften Hügel von etwa 750 Meter Umfang und 50 Meter Höhe. Ihr Gipfel ist mit einer grossen Menge kleiner Kegel besetzt, von denen die grössten über einen Meter, die kleinsten aber nur wenige Centimeter hoch sind, während jeder auf seinem Gipfel eine trichterförmige Vertiefung hat. Die Zahl der thätigen Kegel beträgt über hundert, ist aber sehr veränderlich; ebenso wechselt Lage und Grösse der Kegel häufig. Die grösste der bis jetzt bekannten Salsen ist die Arsena am Kaspischen Meere, welche eine Höhe von 350 Metern erreicht. Ueberhaupt ist das westliche und östliche Ende des Kaukasus (die Halbinseln Taman und Apscheron) reicher an Salsen als irgend eine andere Gegend der Erde. Ihre stete Vereinigung mit Naphthaquellen ist ein Beweis dafür, dass ihr Vorkommen an das Vorhandensein von organischen Substanzen geknüpft ist, deren Zersetzung jene Gase erzeugt [1]). Auch auf Island, Java [2]), der Nordinsel von Neuseeland (am Fusse der Pairoa-Kette) [3]), auf Trinidad, in Central- und Südamerika (bei Cartagena) [4]) finden sich Schlammvulcane.

[1]) Vgl. hierzu H. Abich: Ueber eine im Kaspischen Meere erschienene Insel nebst Beiträgen zur Kenntniss der Schlammvulcane in den Mémoires de l'Académie impériale des sciences de St.-Pétersbourg. Ser. VII, Tome VI (1863), Nr. 5.

[2]) Franz Junghuhn, Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Deutsch v. J. K. Hasskarl. Leipzig 1854. Bd. II, S. 5 f. 145 ff. 272 ff. 793 ff. 795 f. 830 f.

[3]) F. v. Hochstetter, Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 262 f.

[4]) A. v. Humboldt, Kosmos. Bd. IV, S. 257 ff.

XI. Die Entwicklungsgeschichte der stehenden Wasser auf der Erde[1]).

Alle Seen im Festlande, grosse wie kleine, sind Vertiefungen, welche vom Regen ihre Ausfüllung erhalten oder denen wenigstens der Regen ihren Verdampfungsverlust ersetzen muss. Sie veranlassen uns daher zu einer doppelten Untersuchung, nämlich über den Ursprung der Vertiefung ihrer Becken und über die Ursache ihrer Ausfüllung mit Wasser. In Bezug auf letztere ist das gürtelförmige Auftreten der Seen am meisten bemerkenswerth. Das gesellige Vorkommen von Seen in Canada und im Norden der Vereinigten Staaten, in Skandinavien, Finnland und an den nördlichen Rändern des mittleren Hochasien's deutet auf hinreichenden Ueberschuss des Regenfalles über die örtlich herrschende Verdunstung. Gebirge, die von feuchten Luftströmen angeweht werden, rufen ebenfalls am Fusse ihrer Abhänge und in Thalsenkungen solche Wasserbecken hervor. Auffallend arm an stehenden Wassern ist dagegen Südamerika. Sie beschränken sich dort im Norden auf den See von Valencia, auf den Weiher von Amucu und in den Anden von Peru und Bolivia auf den Titicaca, der nach dem Desaguadero abfliesst. Aber so wie wir den 40. Breitengrad erreichen, begegnen wir sogleich in und an den patagonischen Cordilleren wieder einer Gesellschaft von Seen, deren Aequatorialgrenze zusammenfällt mit dem Auftreten der Fjorde, die ganz sicherlich nur den regenreichen Gebieten unter hohen Breiten angehören.

Armuth an Seen finden wir überall im Bette der trockenen Passatwinde. Wo letztere herrschen, entbehren Nord- und Südafrika der stehenden Wasser; aber so wie man sich von beiden Seiten dem Aequator nähert, treten die Seen erst schwächlich, dann gesellig und zugleich als Individuen von beträchtlicher Spiegelausdehnung auf. Diese Seen

[1]) Dieser Aufsatz, zuerst veröffentlicht im Ausland vom 15. März 1875 (in den „Neuen Problemen“, 3. Aufl., S. 165—179), war die letzte grössere Arbeit Peschel's; er ist nur durch einige kleinere Zusätze (auf S. 313, 318, 319 f., 321 f., 326, 328) erweitert worden.

verdanken ihre Wasserzufuhr den tropischen Regen bei senkrechtem Stande der Sonne. Gerade hart an der Polargrenze dieser periodischen Niederschläge, nach Norden sowohl wie nach Süden, finden wir als Vorposten den Tsád-See des Sudan und den Ngami-See im Gebiete der Betschuanenstämme. Zwischen beiden, und stärker je näher dem regenspendenden Indischen Oceane, liegt die äusserst zahlreiche Gruppe von Seen, die durch die britischen Entdecker Burton, Speke, Grant, Livingstone und Baker uns seit den letzten zwanzig Jahren erschlossen worden sind. Auch Australien ist reich an stehenden Wassern, denen aber nur in seltenen Fällen eine Ausdauer durch alle Jahreszeiten gesichert ist. Sie lassen sich übrigens mit den anderen Seen deswegen nicht vergleichen, weil ihre Unterhaltungskosten durch regentragende Monsune bestritten werden müssen. Bei einem meteorologischen Gemälde der Erdoberfläche können daher die Seen eingetheilt werden in solche, die dem Gebiete der tropischen Regen und der Monsune, und in solche, die dem Gebiete des Regens zu allen Jahreszeiten angehören, oder deren örtliches Vorkommen nur der Verdichtung des Wasserdampfes an Gebirgen verdankt wird. In einzelnen Fällen erfreuen sich freilich auch regenarme, vorwiegend von Polarwinden beherrschte Gebiete eines grossen Seenreichthums, so vor allem die westturkestanische Steppe, welche trotz ihrer grossen Trockenheit Hunderte von kleinen Seen aufweist[1]).

Wo die erforderliche Menge an Niederschlägen vorhanden ist, um nicht bloss vergängliche Ueberschwemmungen hervorzurufen, sondern Seen dauernd vor dem Eintrocknen zu retten, da zerfallen die Becken selbst ihrer Entstehungsgeschichte nach in echte Binnenseen, welche erst nach der Hebung eines Festlandes ausgetieft wurden, und in abgetrennte Stücke eines alten Meeresbodens, über welchen die Continente hinausgewachsen sind. Diese letzteren verkündigen uns also einen Sieg des Trockenen über das flüssige Gebiet der Erde.

Der geschichtliche Hergang bei den Strandseen bedarf keines angestrengten Nachdenkens. Alle diese stehenden Wasser haben eine mehr oder weniger elliptische Form, und stets ist ihre grosse Axe dem Ufer parallel. In Frankreich, wo man diese Erscheinung als Étang bezeichnet, wurden die atlantischen Strandseen zwischen Garonne und Pyrenäen durch Dünenketten, die mediterraneischen zwischen Pyrenäen und dem Rhône durch Sandzungen und Nehrungen abgesperrt.

Eine veränderte topographische Physiognomie zeigen solche Seen, die vor ihrer völligen Abtrennung senkrechte, golfartige oder posaunenförmige Einschnitte in eine ehemalige Meeresküste bildeten. Wo ein

[1]) Ausland 1878, S. 297.

schlammiger Strom in ein Meer austritt, droht er mit seinen Sedimenten die Mündungen solcher Küstenausschnitte zu verriegeln, in deren Richtung sich die Küstenströmung bewegt. Das Donaudelta ist der Schauplatz eines solchen Vorganges (Fig. 31). Wir sehen hier alle Stufen der Seebildung neben einander: Becken, die schon tief in's Binnenland gerückt und mit ihrem Abflusse dem Strome zollpflichtig geworden sind, dann, näher der Mündung zu, Seen, die durch Nehrungen, aufgebaut aus Donauschlamm, ihren alten Zusammenhang mit dem Pontus verloren haben, und solche, die, in Limane verwandelt, ihrer gänzlichen Absperrung nur durch den Beistand eines Flusses, wie des Dnjestrs, noch entgangen sind, der sich einen Abfluss offen halten muss. Verweilen wir noch ein wenig länger bei diesem morphologischen Schauspiel, so gewinnen wir die Erfahrung, dass ein Becken, dessen Sohle und Wände ehemals dem Meere angehörten, nicht nothwendig Salzwasser führen muss; denn in der Zeit, wo es zwar schon von einer Nehrung abgesperrt war, ein zugehöriger Fluss aber eine Ausgangspforte sich offen hielt, muss sein Salzgehalt durch beständige Aussüssung sich verloren haben, und daher kann eine Eintheilung in Süss- und in Salzseen nichts zur Entwicklungsgeschichte beitragen; denn Seen festländischen Ursprungs können hohe Salinitätsstufen besitzen, Seen oceanischen Ursprungs dagegen völlig süss sein.

Wie die Donau an ihrer Mündung, so haben in der jüngsten geologischen Vergangenheit der Po und seine geschwisterlichen Alpenströme vormalige Fjorde des lombardisch-venetianischen Meeres in Binnenseen verwandelt (vgl. Bd. I, S. 482 ff.). Darauf deuten nicht bloss die scharfgeschnittenen Umrisse der italienischen Alpenseen, sondern noch nachdrücklicher ihre grossen Tiefen, so zwar, dass ihre Sohlen sehr beträchtlich, beim Comer See eine Stelle 391, beim Langensee eine andere 657 Meter unter den adriatischen Spiegel zu liegen kommen. Von einem dieser Seen, nämlich vom Garda, besitzen wir noch lebendige Zeugen, dass er ehemals dem Meere angehörte. Mit der Abtrennung eines solchen Golfes vom Meere und seiner Aussüssung muss sich nämlich nothwendig die Thierwelt ändern: es müssen zuerst diejenigen Geschöpfe verschwinden, denen der volle oceanische Salzgehalt zu ihren Lebensverrichtungen nothwendig ist, und endlich müssen ihnen auch die Bewohner des brackischen oder schwachsalinischen Wassers folgen. Unter den zahllosen Arten des Salzwassers werden sich aber doch einige wenige durch glückliche Veränderung ihres Organismus während der langen Uebergangszeit dem neuen, süss gewordenen Lebensraum anbequemen. Weil diese Geschöpfe die Hinterlassenschaft eines ehemaligen Meeres darstellen, hat man ihnen die treffende Bezeichnung „Relictenfauna“ gegeben, und Seen, die mit

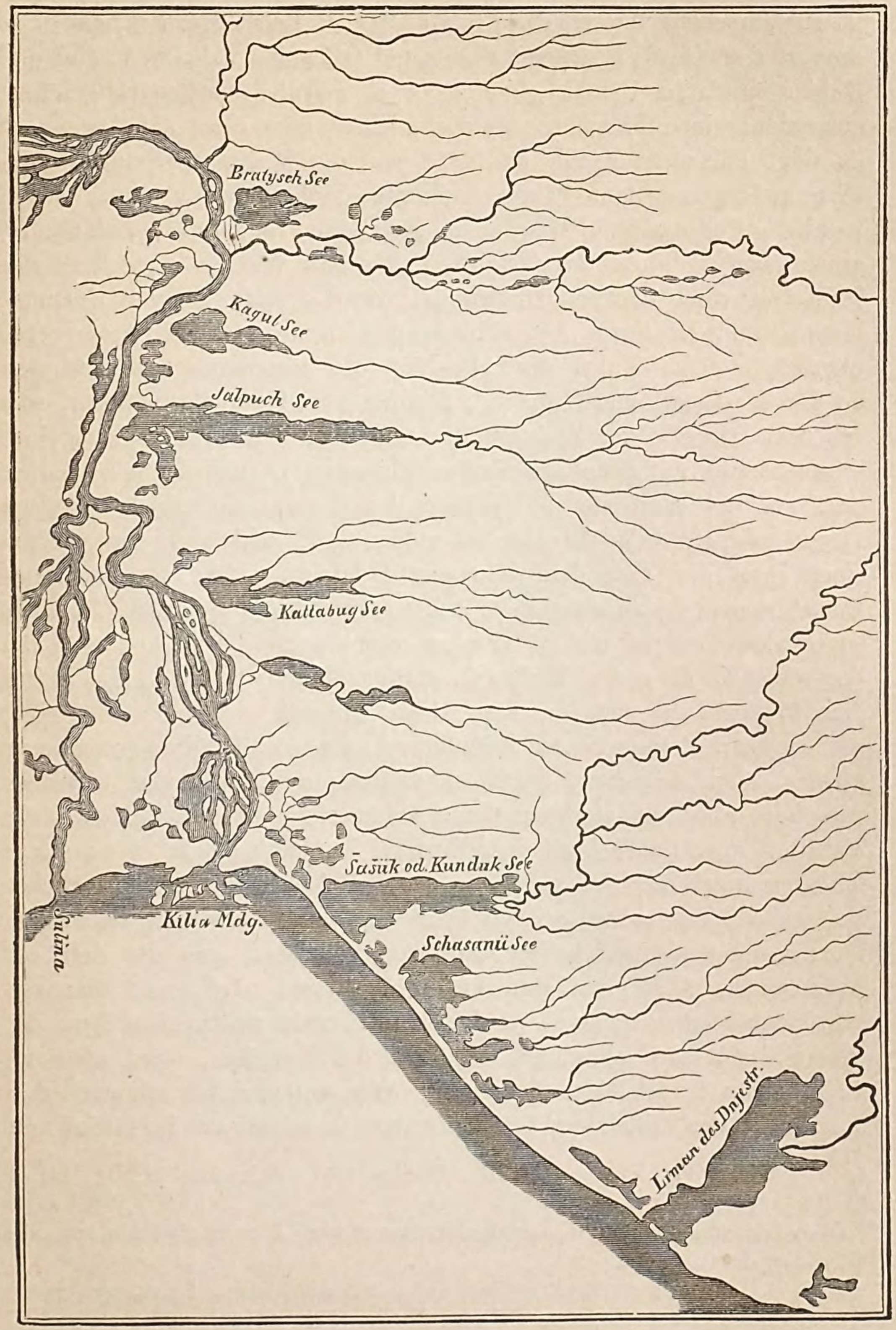


Fig. 31.

Die Seen im Schwemmlande der Donau.

solchen Geschöpfen ausgestattet sind, könnte man nach einem mündlichen Vorschlag von Rudolph Leuckart Relictenseen nennen. So ernährt der Garda-See zwei Fischarten (Blennius vulgaris Pollini und Gobius fluviatilis Bonelli), die zu zwei marinen Gattungen gehören, ausserdem einen Palämon, der viel kleiner, aber sonst nahe verwandt ist dem Palaemon squilla maris [1]). Auf der Moskauer Naturforscherversammlung im Jahre 1869 schilderte Tscherniawsky einen merkwürdigen Relictensee in Mingrelien, Paläotomm (anderwärts Baläoston [2]) geschrieben). Trotz der Trinkbarkeit seines Wassers ernährt er eine Thierwelt völlig marinen Ursprungs, wie das Auftreten von Balanus-, Nereïs- und Nemertes-Arten hinlänglich bezeugt [3]). Ebenso fanden kürzlich auf der Fahrt der „Polaris“ die amerikanischen Entdecker an der Westküste von Grönland, nördlich vom Humboldtgletscher, weit aus dem Bereiche der Springfluthen und über dem Meeresspiegel einen Süsswassersee mit einer oceanischen Thierwelt [4]). Auf der Insel Borneo liegt an der Westseite im Gebiete des Kapuas ein grosser Landsee, Danau-Sriang. Sein Wasser ist völlig süss, und doch wurden auf einer Insel des Sees dem Zoologen Eduard v. Martens von den Eingeborenen frischgefangene Fische gebracht, „die solchen Familien angehörten, welche wir in Europa nur als marine kennen [5])“. Der See selbst ist 40 geogr. Meilen in gerader Linie und 60 geogr. Meilen dem Wasserlaufe nach von dem Meere entfernt.

Bevor wir zur weiteren Aufzählung solcher festländisch gewordenen Meeresbecken schreiten, dürfte es rathsam sein, nach geschichtlichen Beweisen über die stattgefundene Abänderung sich umzusehen. Ein Zweifler wäre nämlich zu dem Einwurf berechtigt, dass, wenn solche Abdämmungen vor sich gegangen seien, Beispiele aus der historischen Zeit nicht fehlen sollten. Zwar liesse sich darauf erwidern, dass solche Umwandlungen nur sehr langsam sich vollziehen und die Zeit, seit welcher das Spiel der Naturkräfte überwacht wird, eine fast verschwindend kurze genannt werden kann; allein mit solchen Ausreden entzieht man sich allerdings der Last des Beweises, wird aber nie damit einen Ungläubigen bekehren. Wir wollen daher erinnern, dass noch im späten Mittelalter, im vierzehnten, ja selbst noch im fünfzehnten

[1]) Archiv für Naturgeschichte. Berlin 1857. Jahrgang XXIII, Bd. I, S. 156—158.

[2]) Der verstümmelte Name deutet darauf hin, dass es sich um eine alte Mündung des Rion handelt.

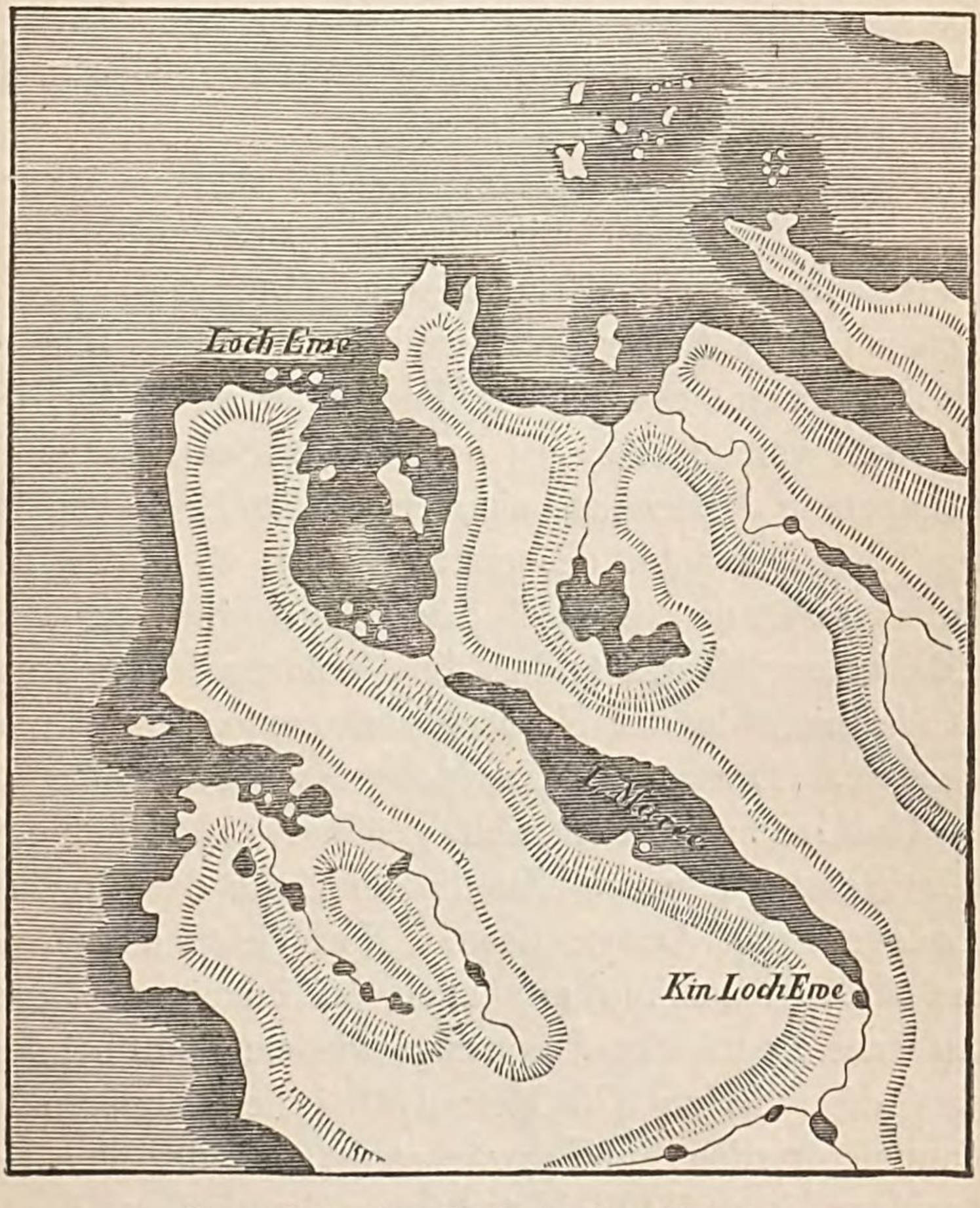
[3]) R. Leuckart, Bericht über die wissenschaftlichen Leistungen in der Naturgeschichte der niederen Thiere. Berlin 1871. S. 6.

[4]) Nature, Vol. IX, Nr. 230. 26. March 1874, S. 405.

[5]) E. v. Martens: Ueber einige ostasiatische Süsswasserthiere im Archiv für Naturgeschichte. Jahrgang XXXIV, Bd. I, S. 8—9.

Jahrhundert südfranzösische Binnenstädte, nämlich Narbonne, Montpellier und Aigues-mortes, Hafenplätze gewesen, jetzt aber durch vorgelagerte Strandseen und Lagunen vom Mittelmeere abgetrennt worden sind, so dass dort der Zuwachs an Land vergleichsweise sehr rasch von statten gegangen ist [1]). Wir reihen daran als zweiten Fall, dass ein ehemaliger echter Fjord zur Hälfte in einen Binnensee verwandelt worden ist. An der atlantischen Küste der schottischen Grafschaft Ross liegt ein tiefer Küsteneinschnitt, der den Namen Loch-Ewe führt, und in seiner Verlängerung landeinwärts stossen wir auf den Lake Maree, den eine Landenge von dem Meere abschneidet (Fig. 32). In seinem äussersten Hintergrund

Fig. 32.



Verwandlung eines Fjordes in einen Binnensee.

binnenwärts liegt die Ortschaft Kin-Loch-Ewe, ein Name, der im Gaelischen Ende des Ewe-Fjords bedeutet [2]). Als jener Ort seinen Namen erhielt,

[1]) Capmany, Memorias historicas sobre la Marina de Barcelona. Tome I, P. II, p. 118 sq.

[2]) Ferdinand Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottland's. S. 109. (Abdruck aus der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Bd. XXIII (1871), S. 109.)

war also der Maree-See noch nicht vorhanden, sondern der Zugang zu dem Meere durch Loch-Ewe noch offen. Die Gaelen rühmen sich daher, dass ihre Sprache schon vorhanden gewesen sei, ehe die Seen geschaffen wurden. Ferner nennen wir in Jütland den Kolindsund, der, wie sein Name bezeugt, eine ehemalige Meeresstrasse oder wenigstens ein Busen gewesen sein muss, jetzt aber in einen See sich umgestaltet hat. Gerade in jener Gegend Jütland's liegen etliche Kirchspiele, deren Namen auf œ auslautet, die also ehemals Inseln angehörten (vgl. Bd. I, S. 381). Endlich führen wir noch den Drammensfjord im südlichen Norwegen an, der, wie uns sein Name lehrt, unverkennbar noch in historischen Zeiten ein Meeresarm war, jetzt aber nur durch einen seichten, zur Verschlammung geneigten Canal mit dem Meere verbunden ist. Sein brackiges Wasser heherbergt noch eine marine Fauna; seine ehemalige Zugehörigkeit zum Ocean ist also vor jedem Zweifel gesichert (s. Bd. I, S. 484).

Solche Stücke ehemaligen Meeresbodens sind nicht nur tief in's Land hineingerückt, sondern mit diesem später auch noch gehoben worden. So hat Lovén eine Relictenfauna (Crustaceen) in den schwedischen Wener- und Wetter-Seen nachgewiesen [1]). Der Wener-See erhebt sich mit seinem Spiegel 44 Meter über das Meer, besitzt aber eine grösste Tiefe von 89 Metern; der Wetter-See dagegen wurde um 88 Meter gehoben und bewahrte sich eine tiefste Stelle von 125 Metern, so dass ein Theil der Sohle des ersteren noch 45 Meter, des anderen noch 37 Meter unter den Spiegel der Ostsee hinabreicht [2]). An den Ufern des Baltischen Meeres finden die Geologen Versteinerungen von Seethieren, die nicht in der Nordsee vorkommen, wohl aber im russischen Eismeere. Daraus ist geschlossen worden, dass die Ostsee vormals als Golf nach Norden sich geöffnet habe und zwar in der Richtung des Weissen Meeres. Zu diesem Golfe der Vorzeit gehörten aber die Ladoga- und Onega-Seen. Noch jetzt deuten ihre Uferumrisse eine alte Küstenlinie an; auch bei ihnen kehrt das sicherste Wahrzeichen eines oceanischen Ursprungs wieder; denn bei dem ersteren sind grösste Tiefen bis zu 375 Metern, bei dem anderen bis zu 180 Metern gefunden worden, und zwar senkt sich der eine bis auf 360 Meter, der andere bis auf 108 Meter unter den Spiegel des Baltischen Meeres [3]). Beide beherbergen alte Meeresbewohner; am Ladoga trifft man obendrein noch Seehunde [4]).

[1]) Vgl. Lovén, Om Oestersjön. Stockholm 1864. S. 5 ff.

[2]) G. A. v. Klöden in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. I (1866), S. 289.

[3]) G. A. v. Klöden, l. c. S. 285. 286 und C. v. Sonklar, Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 169.

[4]) O. Torell und A. E. Nordenskjöld, Die schwedischen Expeditionen nach Spitzbergen und Bären-Eiland. Jena 1869. S. 181.

Vereinigen sich in diesen Fällen immer drei Merkmale des oceanischen Ursprunges von Seen, nämlich die Umrisse des Ufers, das Auftreten von Meeresgeschöpfen und eine Senkung der Sohle unter den Meeresspiegel, so darf man mit einiger Vorsicht, wo zwei Merkmale zusammentreffen, auch das Dasein des dritten vermuthen. Der Verfasser hatte im Jahre 1868 bereits in dem Baikal wegen seiner morphologischen Aehnlichkeit und des Auftretens von Seehunden, also einer ehemaligen Meeresthierwelt, einen Fjord des alten sibirischen Eismeeres erkannt (vgl. Bd. I, S. 388); es waren also dort grosse Tiefen zu erwarten. In der That haben die Russen im Jahre 1872 im Baikal-See Tiefen von 1248 Metern [1]) bei einer Meereshöhe des Spiegels von 433 Metern [2]), also eine Senkung unter das Eismeer bis zu 815 Metern gefunden. Nach neueren Mittheilungen, welche freilich noch der Bestätigung bedürfen, soll seine Tiefe sogar nahezu 4000 Meter betragen. Da übrigens alle Landseen durch fortdauernde Zuschüttung beständig an Tiefe verlieren, so darf man namentlich bei kleinen und vom nächsten Meere weit abgedrängten Seen nicht immer Depressionen unter den Seespiegel erwarten, selbst wenn sie von einer Relictenfauna bewohnt werden sollten. Der Oron-See in Sibirien, der einen Abfluss zu dem Witim, einem Nebengewässer der Lena, besitzt, war ebenfalls ein alter Bestandtheil des Eismeeres, weil er Seehunde beherbergt; wir dürften aber nicht überrascht werden, wenn sich dort nicht die erforderlichen Tiefen finden sollten.

Die schöne Bestätigung des maritimen Ursprunges beim Baikal-See hatte uns schon früher [3]) ermuthigt, auch in den grossen nordamerikanischen Becken, im Superior-, Michigan-, Huron-, Erie- und Ontario-See, die noch jetzt, obgleich das Land sich beträchtlich gehoben hat, mit ihren tiefsten Stellen 76, 130, 130, 99 und 81 Meter unter den Meeresspiegel hinabsinken, ein altes Mittelmeer nach Analogie unserer Ostsee zu erkennen. Seitdem aber haben, wenigstens im Michigan-See, die Untersuchungen mit dem Schleppnetz eine ehemalige oceanische Thierwelt jenes Beckens an das Licht gezogen [4]). Auch hier hat sich also die Voraussetzung rasch bestätigt.

Ferner ist der Nicaragua-See zu den Relictenseen zu zählen. Haben es schon K. v. Seebach's geologische Untersuchungen sehr wahrscheinlich gemacht, dass er der Ueberrest einer Meeresstrasse sei, die

[1]) Zeitschrift Globus, Bd. XXI (1872), Nr. 14, S. 224.
[2]) C. v. Sonklar, l. c. S. 169.
[3]) Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 1872. S. 192.
[4]) Henry Y. Hind in Nature, Vol. X, Nr. 244. 2. July 1874, p. 166. Vgl. hierzu auch Fr. Ratzel, Die Vereinigten Staaten von Nordamerika. München 1878. Bd. I, S. 421 f.

einst (im pleistocänen Zeitalter) den Stillen und Atlantischen Ocean mit einander verband, so wurde diese Annahme noch bekräftigt durch Auffindung einer Relictenfauna; denn der Nicaragua-See beherbergt einen Megalops, der bisher nur in tropischen Meeren angetroffen wurde, sowie einen (allerdings weniger beweiskräftigen) Hai und einen Sägefisch [1]).

Zu den räthselhaftesten Erscheinungen gehört es, dass zwei hoch gelegene Gebirgsseen, der Genfer-See (375 Meter hoch) und der Titicaca (3700 Meter hoch), neben lauter Süsswasserfischen und -Mollusken einige maritime Crustaceen in sich bergen: der erstere ein im Mittelmeer vorkommendes, noch nicht einen Millimeter langes und etwa $^1/_2$ Millimeter breites Muschelkrebschen [2]), der letztere die durchaus maritime Familie der Orchestiaden [3]). Haben diese Seen wirklich eine pelagische Vergangenheit hinter sich, so würde man gezwungen sein, die Gebiete derselben als den Schauplatz der gewaltigsten geologischen Veränderungen zu betrachten.

Alle bisherigen Beispiele bezogen sich auf Seen, die Zuflüsse erhalten und durch Abflüsse sich entleeren. Begeben wir uns nun in die trockene Passatzone, so werden dort ehemalige Meeres-Golfe, die durch Querdämme abgeschnitten werden, anderen Schicksalen entgegengehen. An der Somalikiüste, etwa 13 ^{0} n. Br., ist unweit Tedjura angeblich durch einen Lavastrom der hinterste Zipfel eines engen Golfes vom Meere abgeschnitten worden und hat sich dort der Assal-See gebildet [4]). Da dieser aber keinen Zufluss erhielt, so verdampfte das Wasser, und jetzt liegt der Spiegel schon 185 Meter tief unter dem Niveau des Golfes von Aden. Das Schicksal, periodisch aufgesogen zu werden, erleiden gegenwärtig die Sebcha- oder Salzsümpfe südlich von Algerien in der Sahara. Ferner hat Rohlfs barometrisch ermittelt, dass durch eine Nehrung oder durch einen Dünensaum am Syrten-Meere eine ehemals geräumige, aber seichte Meeresfläche, die sich über Audjila bis nach der Oase Siwah erstreckte, deren südliche wie östliche Ausdehnung aber noch nicht näher begrenzt ist, abgetrennt und in eine trockene Senkung (Depression) verwandelt wurde. Schon Eratosthenes hatte aus den Resten von Austern und anderer Seemuscheln, die sich in der Nähe des Ammontempels finden, auf eine

[1]) Nature, Vol. XVI, Nr. 415. 11. October 1877, p. 505.

[2]) Nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Prof. Kirchhoff in Halle hat Forel diese Entdeckung gemacht.

[3]) Alexander Agassiz in den Proceedings of the Americain Academy of Arts and Sciences. Vol. XI (1876), p. 287.

[4]) Somerville, Phys. Geogr. 6th ed. p. 299. Elisée Reclus, La Terre. Paris 1869. Tome II, p. 234. Fig. 83.

ehemalige Ausbreitung des Mittelmeeres bis zu der berühmten Orakelstätte geschlossen [1]).

Solche Vorgänge beschränken sich durchaus nicht auf Afrika; auch in den äusserst trockenen Gebieten Niedercalifornien's haben die Vermesser der pacifischen Südbahn in der Coloradowüste Depressionen bis zu 90 Metern gefunden [2]).

Durch das Bisherige sind wir nun gut vorbereitet, um der grossartigsten Erscheinung von Einhüllungen geräumiger Meeresgolfe näher zu treten. Das sibirische Eismeer muss nämlich ehemals nicht bloss bis zum Baikal-See, sondern bis zum Aral-See und dem Kaspischen Meere, dem Ostabhang des Ural entlang sich erstreckt haben. Der Spiegel des Kaspischen Meeres liegt 25 Meter, seine tiefsten Stellen über 711 Meter unter der Oberfläche des Pontus. Die Höhe des Aral-Sees wurde 1826 von Anjou und Duhamel zu 38 Metern, im Jahre 1858 von Oberst Struve zu 43 Metern und 1874 von Obrist Thilo zu 54 Metern über dem Meere gefunden. Sollten diese Angaben, wie zu besorgen ist, nur auf barometrischen Messungen beruhen, so besässen sie der möglichen Fehler wegen nur wenig Gewicht. Immerhin würde der Aral-See, da seine Tiefen bis zu 68 Metern sich belaufen, selbst nach der Thilo'schen Messung noch mit Theilen seiner Sohle unter den Meeresspiegel reichen.

An einer ehemaligen oceanischen Fauna fehlt es im Kaspischen Meere nicht. Schon Alexander v. Humboldt [3]) rechnet dahin die Squillen, Arten von Syngnathus und Gobius, Cerithien und einige Algen aus der Familie der Ceramieen und Florideen. Die Weichthiere des Kaspischen Meeres und Aral-Sees, sowie des ganz jungen Steppenkalkes, der vom Pontus über den Aral-See noch tief in die Steppen hineinreicht, sind ein Anhang der Mittelmeerprovinz. Von 14 Muscheln kommen 8 auch im Pontus, 2 in den nordeuropäischen Meeren vor, und 4 sind dem aralisch-kaspischen Gebiet eigenthümlich. Der leider so früh der Wissenschaft entrissene Reisende und Entdecker Fedtschenko, von dem sich der Verfasser über die eben berichteten Verhältnisse belehren liess, hatte im Aralbecken folgende Arten gesammelt: Adacna vitrea, Cardium edule, Neritina liturata, Hydrobia stagnalis, lauter Brackwasserarten, zu denen sich noch Mytilus polymorphus und eine nicht näher bezeichnete Paludina-Art gesellen, welche letzteren beide auch im oder nur im Süsswasser vorkommen.

Im Herbste 1876 wurden die Fische jener Seen von Kessler genauer untersucht. Hierbei ergab sich, dass 25 Arten dem Pontus

[1]) Strabo, lib. I, cap. 3, ed. Tauchn. Vol. I, p. 77.
[2]) Petermann's Mittheilungen 1874, S. 150.
[3]) Centralasien. Deutsch von W. Mahlmann. Berlin 1844. Bd. I, S. 460.

und Kaspi, 4 dem Kaspi und Aral, 6 aber allen dreien gemeinsam waren [1]). Sie sind sämmtlich Brackwasser- oder indifferente Formen; Kaspi- und Aral-See entbehren sowohl der echten Süsswasser-, als auch der wahren Meeresfische, während das Schwarze Meer vorwiegend echt marine Formen besitzt. Wenn übrigens der mediterraneische Typus aller Organismen im Kaspi- und Aral-See sehr in den Vordergrund tritt, so ist dabei nicht ausser Acht zu lassen, dass mehrere Thierformen des Kaspi-Sees, so die Seehunde (nach A. v. Humboldt [2]) auch am Aral-See), ein Neunauge (Petromyzon Wagneri) und die arktische Crustacee Idothea entomon ohne Zweifel aus dem nördlichen Eismeere stammen [3]).

Im Aral-See begegnen wir, worauf bereits mehrfach aufmerksam gemacht wurde, gleichfalls einer Relictenfauna, und damit liefern wir den besten Beweis, dass jenes Becken der abgeschnittene Rest eines alten Meeres sei, welches sich ehemals nicht bloss in der Richtung nach dem Kaspi-See, sondern auch gegen Norden zunächst auf 300 Werst oder 40 geogr. Meilen erstreckte, insofern aus den Gebieten der mittleren Kirgisenhorde zwischen den unzähligen Steppenseen Meermuscheln (Turritella triplicata und Cardium Verneuli) durch den Reisenden Nöschel nach Petersburg gesendet werden konnten [4]). Das damalige Meer ist noch um vieles nördlicher bei Petropaulowsk am Ischim durch B. v. Cotta [5]) nicht bloss durch das Auftreten vieler Salzseen, sondern wiederum durch das Vorkommen von Meeresmuscheln und namentlich einer Austernspecies nachgewiesen worden. Durch die Zunahme des festen Landes in der Richtung des heutigen Eismeeres mussten nothwendig die transuralischen Steppen immer trockener werden, und die jetzt noch vorhandenen Seen, meist nur ernährt durch schmelzenden Schnee, sind im Eintrocknen begriffen. In einer solchen traurigen Lage, gleichsam in den letzten Zügen, gewahren wir den Sary-Kupa unter 50 ° n. Br., vormals ein elliptisches Becken mit einer grossen Axe von 15 geogr. Meilen, jetzt zerstückt in 20 grössere Weiher. In eine ähnliche Gruppe kleiner Becken ist vom Sary-Kupa südlich auf halbem Wege zum Aral-See der Aksakal zerfallen [6]). Damit eine ähnliche Erscheinung der Steppen nicht mit den eben geschilderten ver-

[1]) Zeitschrift für wissenschaftliche Zoologie. Bd. XXVIII (1877), S. 408.
[2]) Centralasien. Bd. I, S. 475.
[3]) Russische Revue. Bd. VI (1875), S. 355 ff.
[4]) Gr. v. Helmersen in den Beiträgen zur Kenntniss des Russischen Reiches. Bd. XVIII (1856), S. 132.
[5]) Der Altai. Leipzig 1871. S. 57.
[6]) Vgl. die Karte zu Nöschel's Reise an den Aral-See in den Beiträgen zur Kenntniss des Russischen Reiches. Bd. XVIII (1856).

wechselt werde, wollen wir rasch einschalten, dass die oft geradlinig auf einer Kette liegenden, wie Perlen eines Rosenkranzes an einander gereihten, von A. v. Humboldt deshalb Rosenkranzseen benannten Weiher, wie dieser Naturbeobachter es längst erklärt hat, in den Vertiefungen eines ausgetrockneten, von Sandwehen streckenweise verschütteten Strombettes durch Ansammlung der jährlichen Niederschläge entstehen, also nicht etwa zu den Seen maritimen Ursprungs gehören [1]).

Wenn aber das Kaspische Meer ehemals ein Meeresgolf gewesen war, wenn es selbst nach seiner Abtrennung als Binnensee noch an Ausdehnung beträchtlich verloren haben muss und nachgewiesener Massen verloren hat, so darf es uns doch stark befremden, dass sein Salzgehalt ein so geringer ist. Damals, als es noch ein Golf war, konnte sein Wasser kaum weniger als 34 Promille fester Bestandtheile enthalten, und wenn in Folge von Verdampfung sein Spiegel nach der Absonderung sank, so musste sein Wasser an Salz sich bereichern. Wir wären berechtigt, bei ihm eine Salinitätsstufe von weit mehr als 40 Promille, mehr selbst als im Arabischen Golf bei Sues zu erwarten. Statt dessen ist das kaspische Wasser im Norden, wo es von dem Ergusse der Wolga überfluthet wird, nur brackisch, und selbst im Süden, wo es nur sehr schwach durch Küstenflüsse verdünnt wird, enthält es nicht mehr als 14 Promille fester Bestandtheile [2]). Nun hat allerdings Karl v. Baer uns belehrt, dass noch jetzt die Aussüssung fortschreitet. Der Karabugas am Ostufer sei nämlich eine seichte, aber äusserst geräumige Pfanne mit einer engen, nur 150 Schritte breiten Oeffnung von $1^{2}/_{3}$ Meter mittlerer Tiefe, durch welche beständig kaspisches Wasser einströme, ohne je zurückzukehren, da es dem Karabugas wieder durch Verdampfung entzogen werde. Die festen Bestandtheile müssen natürlich auf der Sohle der Pfanne als ein Salzflötz zurückbleiben. Gewiss ist diese Beobachtung höchst scharfsinnig; doch dürfte der Karabugas schwerlich tief genug gewesen sein, um alles Salz des Kaspischen Golfes in seinem Schosse beherbergen zu können; auch musste seine Mündung, als früher der Wasserstand ein höherer war, viel breiter und tiefer gewesen sein; ja, es fragt sich, ob damals überhaupt der Karabugas als ein abgesondertes Becken bestand. Wir bedürfen aber gar nicht dieser Erklärung; denn wenn das Kaspische Meer aus einem Golf in einen Binnensee überging, muss es eine Zeit durchlebt haben, in welcher seine Verbindung mit dem Ocean nur in einer oder etlichen Meerengen bestand, genau so, wie es jetzt mit der Ostsee der Fall ist, und solche Mittelmeere können, ausgesüsst durch

[1]) A. v. Humboldt, Centralasien. Bd. I, S. 515.
[2]) Petermann's Mittheilungen 1858, S. 97.

die einmündenden Flüsse, bis auf die niedrigsten Salinitätsstufen gebracht werden; ist doch im Sommer das Wasser im Bottnischen Golfe noch trinkbar!

Das Ergebniss unserer bisherigen Untersuchungen ist daher ein überraschendes. Alle grossen und geräumigen Seen Nord- und Centralamerika's, am Südabhange der Alpen, in Schweden, in Nordrussland, in Centralasien und in Sibirien sind oceanischen Ursprunges. Leider wissen wir bis jetzt nichts hinzuzufügen über die Thierwelt der Becken in Südafrika, in Australien und in Patagonien. In unseren Tagen bedarf es aber nur einer Anregung zu Beobachtungen, so bringt die nächste Zeit schon die Antwort auf neu gestellte Fragen.

Die zweite Classe der stehenden Wasser sind die Landseen, deren Becken sich erst mit oder nach der Hebung des Festlandes vertieft oder geschlossen haben. Da solche Seen selbst dem lockeren Diluvium nicht fehlen, könnte zunächst die Frage beunruhigen, woher es wohl komme, dass ihr Beckengrund das Wasser nicht durchlasse. Selbst Granit, in dessen Vertiefungen beispielsweise die Seen in Finnland sich angesiedelt haben, wird allerorten von Klüften und Sprüngen durchzogen, welche das Wasser nach grösseren Tiefen entweichen lassen. Deshalb ist es angemessen, noch hinzuzufügen, dass jeder junge See damit beginnt, sein eigenes Gefäss zu verkitten. Der feine Niederschlag, den ihm Bäche oder Riesel zuführen, und die Schalen von Schnecken und Muscheln überziehen den Boden mit einer Art Glasur aus festem Letten, den man in der Schweiz Seekreide nennt [1]). Nicht bloss Seen, sondern auch Torfmoore, ja jedes Salzflötz ist im Liegenden durch eine solche geognostische Membran wasserdicht abgeschlossen.

Ein Theil der echten Binnenseen ist durch Einsturz entstanden. Solche trichterförmige Einsenkungen liegen dicht gesäet in allen Karstgebirgen; doch kommt das Wasser dort selten zum Stehen wegen der vielen Sprünge, Klüfte und Höhlen, die durch chemische Erosion in allen Kalkgebirgen unausgesetzt erneuert werden. Der Zirknitzer See mit seinem periodisch schwankenden Spiegel [2]) muss hier als Beispiel genügen.

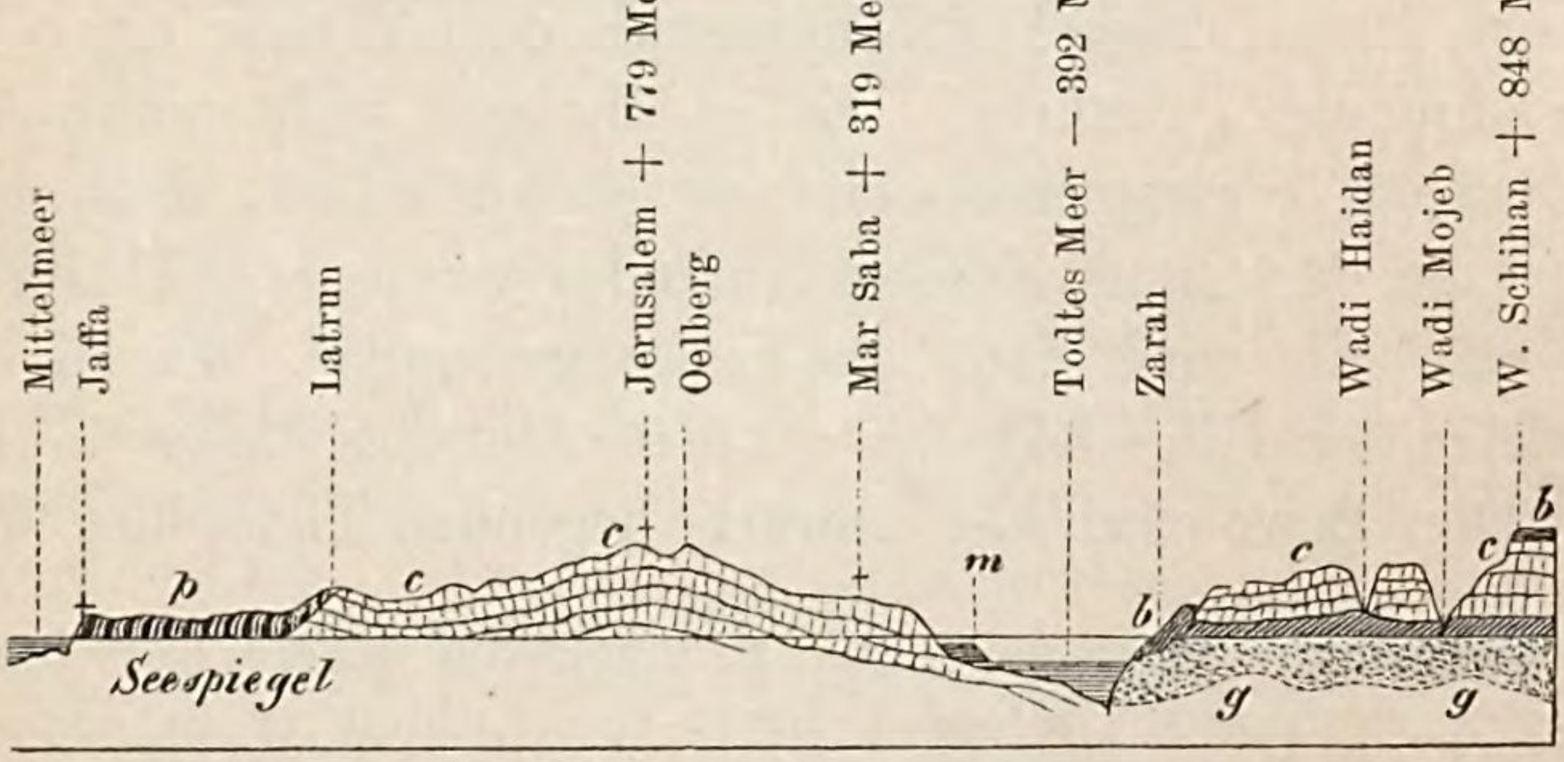
Wo Gyps im Erdinnern lagert, bleiben fast nie Einstürze aus; denn dieses Mineral löst sich in 460 Theilen Wasser. Durch solche Auslaugungen entstanden die Seen bei Sperenberg unweit Berlin und bei Segeberg in Holstein. Salzflötze sind ebenfalls der Lösung durch Wasser ausgesetzt, und so wird die Bildung des süssen und des salzigen Sees bei Eisleben dem Einsturz von ehemals salzhaltenden Hohlräumen zugeschrieben.

[1]) Oswald Heer, Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 22. 27.

[2]) J. Hann, F. v. Hochstetter und A. Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Wien 1872. S. 164.

Geräumiger werden die Becken, welche starken Verwerfungen ihren Ursprung danken. Darunter versteht man das Einsinken von Stockwerken der Erdrinde einem Risse oder einer Spalte entlang, deren eine Wand ihre alte Höhe unverändert beibehält. In Südvirginien giebt es derartige Verschiebungen mit 2—3000 Meter Niveauunterschied; die Kohlenkalke sind dort hinabgesunken bis auf die Horizonte der untersilurischen Kalksteine [1]). In einer solchen Verwerfungsspalte liegt das Jordanthal mit dem Tiberias-See, dem Todten Meere, dem Wadi Arabah und dem Golfe von Akabah. Leider findet sich noch immer auch in neueren Büchern über Palästina die Vermuthung ausgesprochen, dass das Todte Meer und die Jordanspalte ehemals nach dem Rothen Meere sich fortsetzten, durch spätere vulcanische Ausbrüche aber von ihm

Fig. 33.



Geologischer Querschnitt von Jaffa bis Schihan, nach L. Lartet.
Höhen über (+) und Senkungen unter (—) dem Mittelmeerspiegel in Metern nach französischen Vermessungen.
b Basalt. *c* Kalkstein der Kreidezeit. *g* nubischer Sandstein.
m alte Absätze des Todten Meeres. *p* gehobener sandiger Meeresgrund.

getrennt worden sein sollten. Soweit Oscar Fraas aber die Ufer bei el Ghor untersuchte, ergaben sich jene Behauptungen als „reine Gebilde einer aufgeregten Phantasie und der geologischen Unkenntniss“ [2]). Wir brauchen auch nur den nebenstehenden Querschnitt Palästina's von Lartet zu betrachten, um den Vorgang dieser Thalbildung als Verwerfung zu erkennen [3]). Wäre das Todte Meer jemals ein Zubehör der Oceane gewesen, so müsste sein Wasser Silber enthalten.

[1]) Hermann Credner, Elemente der Geologie. 3. Aufl. Leipzig 1876. S. 460.

[2]) Aus dem Orient. Stuttgart 1867. Bd. I, S. 65.

[3]) Die eingehenden Untersuchungen Lartet's finden sich in Voyage d'Exploration à la Mer Morte etc. par le Duc de Luynes. Tome III. Géologie. Paris 1877.

Dies wird aber ausdrücklich von denjenigen verneint, die es auf diesen Bestandtheil untersucht haben. Wir müssten ferner, wenn auch nicht im Todten Meere, dessen hohe Salinität das Thierleben ausschliesst, wohl aber im Jordan und im Tiberias eine Relictenfauna finden, die aber erst noch nachzuweisen wäre [1]).

In Binnenräumen bieten die Kratere von Vulcanen fertige Gefässe für die Ansammlung von Süsswasser. Es genügt hier wohl, auf die tyrrhenische Küstenstufe Italien's zu verweisen, wo die Beispiele zu dieser Entstehungsgeschichte auf der sogenannten subapenninischen Formation im Trasimenischen See, im Lago di Bolsena, im Fuciner See und in dem Albaner Gebirge schon beim Jugendunterricht erwähnt werden.

Begeben wir uns endlich in die Gebirge, so finden wir, dass die Wasserbecken auf sehr verschiedenen Wegen entstanden sind. Wo zwei Thäler senkrecht oder nur unter einem hohen Winkel auf einander stossen, kann es kommen, dass ihre Gletscher zusammenwachsen und im inneren Winkel ihrer Berührungsstelle dem Wasser einen Hohlraum zur Ansammlung gewähren. Es ist übrigens nicht nothwendig, dass zwei Gletscher zusammenstossen; es genügt schon, dass ein einziger Gletscher die Mündung eines Seitenthales versperre. Das aufgestaute Wasser oberhalb wird dann ein Eissee genannt [2]). Zu diesen gehört der Märjelen-See (Fig. 34), der zu dem Aletschgletscher in Beziehung steht [3]). Den Bewohnern der abwärts liegenden Thalsohlen droht jeder

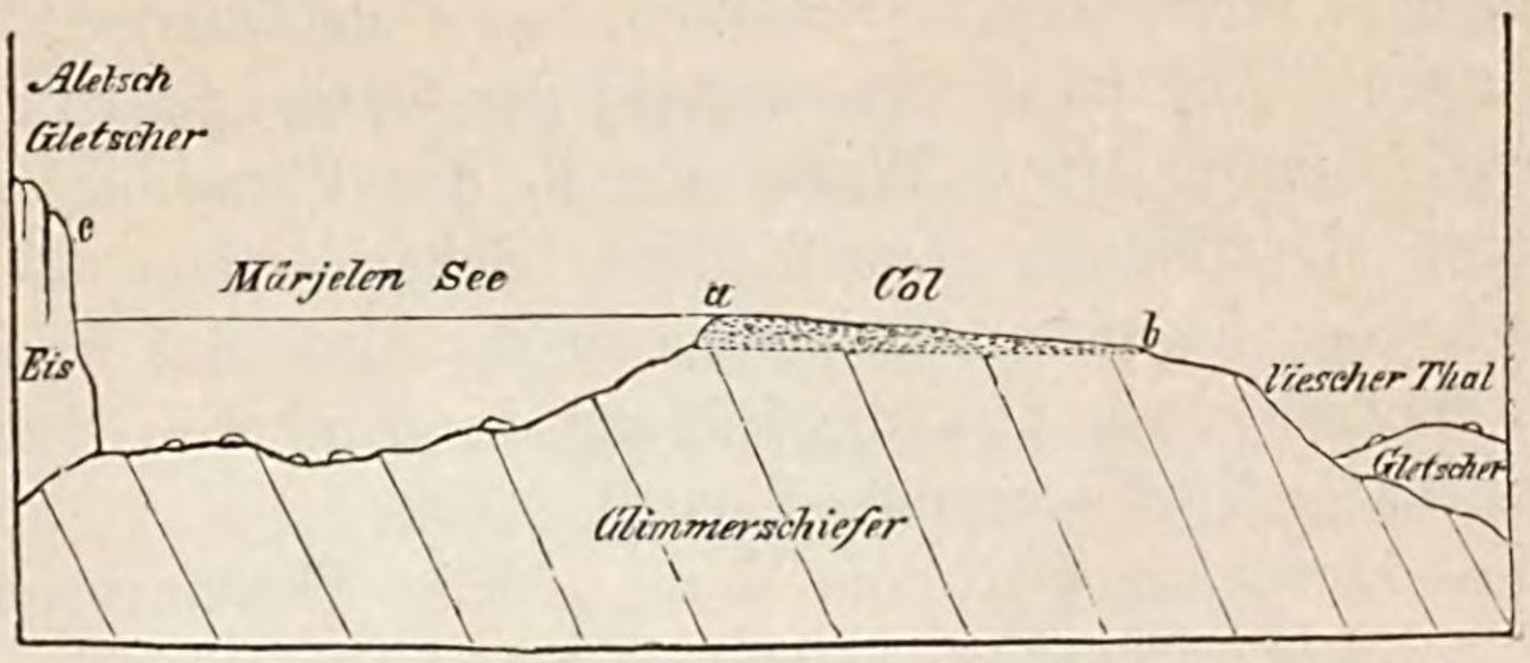
[1]) Obwohl der Herausgeber im Hinblick auf neuere Forschungen nicht völlig die Anschauungen seines Lehrers theilt, hielt er es doch für seine Pflicht, das Obige unverändert stehen zu lassen, da die Acten über das in so hohem Grade interessante Capitel von dem Ursprunge des Todten Meeres noch keineswegs geschlossen sind. Mit treffenden Gründen ist namentlich Alfred Kirchhoff (Deutsche Revue. October 1878, S. 108 ff.) neuerdings für die pelagische Abkunft des Todten Meeres eingetreten. Die Abwesenheit der Silbersalze erklärt er dadurch, dass sie, mit Schwefelwasserstoff gefällt, am Boden des Sees bereits abgelagert sind. Vor allem aber erkennt er in den vom Baron d'Escalopier an Valenciennes aus dem Todten Meere überbrachten Korallen (Porites elongata) und in den von Ehrenberg im See entdeckten uralt marinen Polythalamien lebendige Zeugen einer früheren Zugehörigkeit des Todten Meeres zum Rothen Meere. Hingegen betrachten Oscar Schneider („Ueber die Entstehung des Todten Meeres" in der Gaea 1871 (Bd. VII), S. 325—339) und Otto Krümmel (Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume. Leipzig 1879. S. 50 ff.) das Todte Meer, insbesondere mit Bezug auf die Forschungen Lartet's, als ein uraltes Sammelbecken theils meteorischer, theils local dem Erdinnern entströmender Gewässer.

[2]) Vgl. hierzu C. v. Sonklar, Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 167 f.

[3]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. Vol. I, p. 372 sq.

Eissee die höchste Gefahr. Es kann dann geschehen, wie am 14. Juni 1845, wo der Eissee des Vernagtgletschers in einer Stunde seinen Inhalt von 2,3 Millionen Cubikmetern entleerte [1]). Die grossartigsten Verheerungen verursachte jedoch der Ausbruch eines Eissees im Jahre 1841.

Fig. 34.



Bildung eines Eissees nach Sir Charles Lyell.
a b Rücken zwischen den beiden Thälern.
c senkrechte Eiswand, welche einen mächtigen Querriegel bildet und den See zwingt, zum Viescher Thale abzufliessen.

Damals lagerte ein Heer der Sikhs am Indus in der Nähe von Attok, als plötzlich der Strom seine Ufer verliess und einen guten Theil der Kriegsmannschaft verschlang [2]). Spuren dieses Gewaltergusses waren in den Engschluchten des Indus weiter oberhalb sichtbar, und die indobritischen Geographen schrieben das Wunder, welches an den Heerschaaren des Pharao im Pendschab geschehen war, dem Ausbruch eines Eissees zu, der aber vorläufig unbekannt blieb. Der wahre Unheilstifter ist erst später erkannt und neuerdings von dem verdienstvollen Reisenden Shaw beschrieben worden. Südlich vom Karakorum-Passe entwickeln sich nämlich die Gletschermassen des Shayok, der sich als mächtiger Fluss mit dem Indus vereinigt, und der Ausbruch eines dortigen Eissees ist es gewesen, der noch bei Attok, alle Krümmungen eingerechnet 180 geogr. Meilen abwärts, eine Entfernung wie die nächste Linie zwischen Hamburg und Rom, verheerend auftreten konnte [3]).

Die Abdämmung einer Thalsohle braucht nicht immer aus Eis zu bestehen. Ein plötzlicher Bergrutsch leistet dieselben Dienste, und

[1]) Die Geschichte des Vernagtgletschers finden wir bei C. v. Sonklar, Die Oetzthaler Gebirgsgruppe. Gotha 1860. S. 154 ff. Ebendaselbst, S. 76—77, werden wir auch über den Eissee des Langthales, der vom Gurglergletscher gebildet wird, unterrichtet.

[2]) Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XV (1871), p. 175.

[3]) Eine Abbildung des Eismeeres an der Shayok-Quelle findet sich in Robert Shaw's „Reise nach der hohen Tatarei, Yarkand nnd Kasghar". Jena 1872. S, 369.

einem solchen aus dem Jahre 1771 verdankt der Alleghe-See in den cadorischen Alpen (Provinz Belluno) seinen Ursprung [1]).

Ein anderer Bergbruch, der 1854 die Thalsohle bei Flattach im kärntnerischen Möllthal aufschüttete, erzeugte einen See, der 1861 noch 1500 Klafter (= 2845 Meter) Länge besass. Oder es konnte auch geschehen, dass Wolkenbrüche Schlammmassen als Querriegel in ein Thal schwemmten. Auf diese Art entstand der Gaishornsee im Paltenthale Steiermark's durch einen Wuthausbruch des Flitzenbaches. Endlich kann auch die Bildung ganz friedlich erfolgen, wenn die Schuttkegel aus gegenüber liegenden Schluchten in der Mitte des Hauptthales zusammenwachsen, wie dies die Bildung des Antholzer Sees im gleichnamigen Thale Tirol's veranlasst hat [2]).

Wasseranspannungen, die durch solche Thalverriegelungen entstehen, bezeichnet man am besten als Sonklar'sche Seen nach dem Namen desjenigen, der zuerst durch ihre Entwicklungsgeschichte die Wissenschaft bereichert hat. Mitunter kann die Endmoräne eines Gletschers, wenn ihr Urheber sich weit zurückgezogen hat, als eine Thalsperre dienen; wenigstens endet der Züricher See am Fusse einer Moräne, welche die Limmat durchbrochen hat. Doch liegt auch bei ihm die Sohle des Beckens allenthalben tiefer als der Spiegel des Abflusses, so dass die Moräne höchstens die Stauung etwas gesteigert haben kann. Dagegen besitzen die Vogesen, in denen bekanntlich die Spuren alter Gletscher nicht selten sind, wie Charles Grad [3]) gezeigt hat, eine Anzahl von Seen (Lac des Corbeaux, L. du Bâlon, L. de Fondromaix, L. de Daaren), welche ihre Bildung nur der Ablagerung alter Endmoränen verdanken. Ferner weisen auch die Pyrenäen und das skandinavische Hochland zahlreiche Seen auf, die an ihrem unteren Ende durch Moränen abgesperrt sind [4]).

Erfüllten in der Eiszeit die Gletscher ein bereits vorhandenes Thal, so wurde von ihnen streckenweise dieses Thal vor einer Zuschüttung durch Geröllmassen und Seitenmoränen geschützt. Zogen sich dann die Gletscher nach ihrem Ursprunge zurück, so beharrte das Eis im Thale noch eine Zeit lang und hinterliess beim Einschmelzen einen Hohlraum, der den Geologen in den Irrthum versetzen kann, als sei eine Auswaschung oder Austiefung anstatt einer verhinderten Zuschüttung vor sich gegangen. Auf diese Weise hat der Verfasser die Entstehung

[1]) G. A. v. Klöden, Europa. 2. Aufl. S. 1241. Der Santa-Croce-See in der Nähe entstand auf gleiche Weise im 7. Jahrhundert n. Chr.

[2]) Vgl. Heinrich Wallmann im Jahrbuch des österreichischen Alpenvereins. Wien 1868. Bd. IV, S. 4 f.

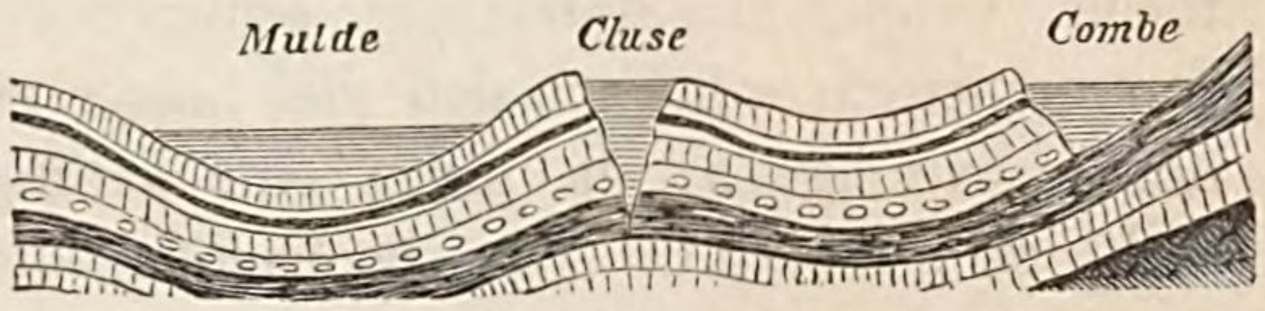
[3]) Bulletin de la Société géologique de France. Ser. II, Tome XXVI (1868 und 1869), p. 677—686, insbesondere das Profil des Lac de Daaren auf p. 683.

[4]) Th. Kjerulf, Die Eiszeit. Berlin 1878. S. 22. 48.

des Neuenburger und Bieler Sees im Jahre 1868 erklärt [1]). Seitdem ist der Ursprung etlicher anderen flachen Seen der Schweiz auf diesen Vorgang zurückgeführt worden. Auch die Seen am Fusse der bayerischen Alpen liegen sämmtlich innerhalb der Grenzen einer vormaligen Vergletscherung. Nicht der kleinste Weiher ist jenseit der Moränengrenze mehr aufzufinden [2]).

Die Vertiefungen der Erdrinde, welche sich zur Aufnahme von Wasserschätzen eignen, können aber auch mit der Hebung oder Faltung der Erdrinde gegeben sein. In solchen Fällen sprechen wir von orographischen Seen und wollen damit ausdrücken, dass die Gestalt der Beckensohle unmittelbar oder mittelbar mit den Krümmungen ihres Schichtenbaues zusammenhänge. Da, wo durch seitlichen Druck eine einförmige parallele Faltung der Schichten erzielt wurde, entstanden, wie im Jura, sattelförmige Rücken, zwischen denen in Einsenkungen oder synklinalen Thälern sich die Muldenseen ansammelten (Fig. 35). Dies ist eine der drei Hauptformen von Hebungsseen, die zuerst F. Desor zu unterscheiden gelehrt hat [3]). Wird durch fortgesetzte Hebung die Wölbung der Schichten aufgesprengt, so entstehen in der klaffenden Schlucht die Clusenseen. Endlich kann es sich zutragen, dass durch Auswaschung einer locker verbundenen Schicht, die zwischen harte Gesteinsmassen eingeschaltet lag und mit ihnen aufgerichtet wurde, ein isoklinales Thal sich entwickelt, welches durch nachfolgende Hebung oder Verriegelung zu einem Becken sich verwandelt. Auf diese Art gestalteten sich die Combenseen der Desor'schen Terminologie. Selbstverständlich werden nicht alle Seen den Typus ihrer Entstehungsart rein bewahren, sondern es geschieht vielmehr, dass einzelne Stücke bald diesem, bald jenem Ursprung angehören. Ueberhaupt sei es verstattet, zum Schlusse noch daran zu erinnern, dass in der Natur die verschiedensten Wege zu den scheinbar gleichen Ergebnissen führen und dass nothwendig die Entstehungsgeschichte der Seen alle beobachteten Fälle umfassen sollte, durch welche eine Vertiefung der Erdoberfläche unter das Niveau der begrenzenden Umgebung verursacht werden kann.

Fig. 35.



Mulden-, Clusen- und Combensee.

[1]) Ausland 1868, S. 1005 f.: Ueber den Ursprung der Jura-Seen.

[2]) Hauptmann F. Stark in der Zeitschrift des deutschen Alpenvereins. Bd. IV. Vereinsjahr 1873. München 1873. S. 72. Vgl. auch C. W. Gümbel, Abriss der geognostischen Verhältnisse bei Miesbach etc. München 1875. S. 21.

[3]) Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden 1865. S. 128 f.

Salzflötze.

Anhang zu dem Abschnitt:

Die Entwicklungsgeschichte der stehenden Wasser auf der Erde.

Die Bildung der Salzflötze wurde bereits bei Besprechung des Karabugas (S. 323) angedeutet. In ruhig verharrenden Salzlösungen wird durch die Verdunstung des Wassers an der Oberfläche eine Concentration der Soole herbeigeführt. Indem sie hierdurch an Schwere gewinnt, sinkt sie zu Boden; es findet daher eine Zunahme des Salzgehaltes nach der Tiefe zu statt. In dem von Strömungen unablässig bewegten Ocean ist eine solche Concentration schon deshalb unmöglich, weil die Meeresströmungen ununterbrochen die salzarmen und salzreichen Theile des Oceans mit einander mengen, das verdunstete Wasser aber stets durch Flusswasser wieder ersetzt wird [1]). Meerestheile, welche nur durch eine schmale Strasse mit dem offenen Ocean communiciren, scheinen sich viel besser zur Ablagerung von Steinsalzflötzen zu eignen, da ihnen eine kräftige Wassercirculation gänzlich fehlt (vgl. S. 103). Wir beobachten diesen Vorgang im Kleinen an den Küsten von Spanien, Frankreich und Italien. Während der Fluthzeit füllt das Meer die mit Schleusen versehenen Salzgärten (marais salans), in welchen die mittägliche Sonne hierauf die Verdampfung beschleunigt. Durch die Verdunstung wird das Meerwasser in den abgeschlossenen Buchten allmählich zu einer gesättigten Steinsalzlösung, aus welcher Steinsalz auskrystallisirt wird. In der That weisen die Salzlager neben dem Chlornatrium (Kochsalz) in kleineren Quantitäten auch alle diejenigen chemischen Verbindungen (Chlormagnesium, schwefelsaure Magnesia, schwefelsauren Kalk etc.) auf, welche überall im Meere vorkommen.

Dennoch darf nur äusserst selten den Salzlagern ein oceanischer Ursprung zugeschrieben werden, wie sich aus folgender Berechnung ergiebt. Die Mächtigkeit der Chlornatriumschicht, welche sich nach Verdampfung des Oceans auf dem Grunde desselben niederschlagen würde, beträgt im Mittel 14 Millimeter auf je 1 Meter Wasserhöhe. Selbst der Garda-See, welcher eine sehr tiefe ehemalige Meeresbucht repräsentirt, würde, falls einst an seinem Ausgang eine Barrière dem oceanischen Wasser plötzlich den Zutritt verwehrt und kein Fluss den See ausgelaugt hätte, nur ein Salzflötz von höchstens 3,1 Meter Mächtigkeit hinterlassen haben, da die Sohle des Sees nur 219 Meter unter das

[1]) In der That ist die specifische Schwere des oceanischen Wassers in allen Tiefen nahezu dieselbe. Sie vermindert sich ein wenig bis zu einer Tiefe von 800 bis 1000 Faden, um sich dann, jedoch äusserst langsam, wieder zu vermehren. Vgl. S. 9 f.

Niveau des Meeresspiegels hinabreicht [1]). Noch beträchtlich tiefer, nämlich 657 Meter tief, taucht der Langen-See unter die Meeresfläche hinab [2]), und doch würde auch er nur ein Salzflötz von 9,2 Meter Mächtigkeit geliefert haben, wenn dieser ehemalige Fjord sich plötzlich vom Meere abgetrennt hätte und Süsswasserflüsse von ihm ferngehalten worden wären. In den genannten Seebecken haben indessen die Flüsse für Aussüssung gesorgt. Wenn nun selbst tiefe, mit Meerwasser gefüllte Busen im Falle der Absperrung und Austrocknung nicht im Stande sind, die Bildung grösserer Salzlager zu bewerkstelligen, so vermögen dies noch viel weniger flache Strandseen. Die Salzschichten, welche sich bei ihrer Verdunstung auf ihrem Grunde niederschlagen, können nur eine geringe Mächtigkeit besitzen und müssen verschwindend schwach sein gegen die Salzlager von Stassfurt, Wieliczka und Sperenberg. Die Mächtigkeit des bisher aufgeschlossenen Salzflötzes von Stassfurt beträgt 400 Meter; doch hat man das Liegende desselben, d. h. seine untere Grenze noch nicht erreicht. Die Salzlager von Wieliczka sind stellenweise über 1400 Meter mächtig; bei Sperenberg ($5^1/_2$ geogr. Meilen südlich von Berlin) hat man Steinsalz in einer Tiefe von 90 Metern erbohrt und dasselbe in völliger Reinheit bis zur Tiefe von 1550 Metern verfolgt, ohne bis zum Liegenden vorzudringen. Eine Salzschicht von solcher Mächtigkeit würde einen Ocean voraussetzen, dessen Tiefe 100 Kilometer ($13^1/_2$ geogr. Meilen) beträgt, während doch der Ocean nur eine durchschnittliche Tiefe von $3^1/_2$ Kilometern (nicht ganz $^1/_2$ geogr. Meile) hat.

Schwächere Salzflötze mögen vielleicht bisweilen oceanischen Ursprunges sein; zur Ablagerung grösserer Salzmassen aber sind offenbar nur Binnenseen ohne Abfluss geeignet. Bäche und Flüsse führen den Seen ununterbrochen das Material hierzu herbei und zwar ausser Chlornatrium auch Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaure Magnesia, sowie (insbesondere im Frühjahr) Schlamm, d. h. dieselben Mineralien, aus denen sich die Steinsalzlager meist zusammensetzen. Die durch Verdunstung an der Oberfläche concentrirte Lösung senkt sich zu Boden, bis hier endlich aus der gesättigten Salzlauge Steinsalz auskrystallisirt. So ist der Bildungsprocess eines Salzlagers eingeleitet, der so lange fortdauert, als die Flüsse Salze in den See hinabtransportiren, und der somit auch die Anhäufung der mächtigsten Salzmassen hervorrufen kann.

Im Frühjahr wird gewöhnlich in Folge des reicheren Wasserzuflusses kein Steinsalz ausgeschieden, während gerade zu dieser Jahres-

[1]) Sein Spiegel liegt in 71 Meter Meereshöhe, und seine Tiefe beträgt 290 Meter.

[2]) Meereshöhe seines Spiegels: 197 Meter; Tiefe: 854 Meter.

zeit das von suspendirten Kalk- und Thontheilchen getrübte Wasser die Entstehung von Kalk- und Thonsedimenten über den Salzflötzen bewirkt. Im Sommer hingegen begünstigt die stärkere Wasserverdunstung die Ablagerung des Salzes; somit entwickeln sich in mehrfacher Wiederholung Steinsalz-, Thon- und Kalkschichten über einander. Enthält das Wasser eines Beckens, in welchem ein derartiger Vorgang stattfindet, auch schwefelsauren Kalk aufgelöst, so muss sich dieser früher als das Chlornatrium ausscheiden, da der Sättigungspunkt des Wassers durch schwefelsauren Kalk eher erreicht wird als durch Chlornatrium. Daher liegen Gyps- oder Anhydritschichten so häufig unmittelbar unter Steinsalzflötzen. Wechseln die ersteren mit den letzteren öfter ab, so darf man hieraus schliessen, dass sich der Wasserzufluss periodisch erneuerte. Die Thatsache, dass sich der schwefelsaure Kalk bald wasserfrei als Anhydrit, bald in Verbindung mit Wasser als Gyps ausscheidet, erklärt sich aus der Verschiedenheit des Druckes, welcher auf den sich bildenden Schichten lastet. Ein Druck von 10 Atmosphären genügt nämlich, den schwefelsauren Kalk aus seiner Lösung als Anhydrit auskrystallisiren zu lassen. Diese Bedingung aber ist bereits auf dem Boden eines 103 Meter tiefen Sees erfüllt. Die am leichtesten löslichen Salze, wie Chlormagnesium, Chlorkalium, Chlorcalcium, schwefelsaures Kali, schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia, die sogenannten Mutterlaugensalze, scheiden sich zuletzt aus, wenn das Wasser vollständig verdunstet.

Sonach würde auf dem Grunde eines Sees, in dessen verdunstendem Wasser Salze aufgelöst sind, unter normalen Verhältnissen zuerst ein Lager von Gyps entstehen, dann ein Schichtencomplex von Steinsalz mit dünnen Zwischenlagen von Thon, Kalk, Gyps oder Anhydrit und zuletzt eine Schicht der am leichtesten löslichen Mutterlaugensalze. Dieser Vorgang ist demnach dem künstlichen Verdunstungsprocess der Soolen in den Salzsiedereien in hohem Grade ähnlich; denn hier setzen sich zuerst die Pfannensteinsalze ab, unter denen meist schwefelsaurer Kalk (Gyps) vorwaltet, also die schwerlöslichsten Salze, sodann die Soppensalze und zwar hauptsächlich das Kochsalz, während die leichtlöslichen Salze noch in der Mutterlauge bleiben; bei weiter fortschreitendem Abdampfen würden auch sie sich ausscheiden.

Ein treffliches Zeugniss für die Richtigkeit der obigen Annahme lieferte die Durchbohrung des mächtigen Salzlagers von Stassfurt (4 geogr. Meilen südlich von Magdeburg). Die tiefste, 228 Meter mächtige Lage (das untere Ende ist dabei noch nicht erreicht) ist reines Steinsalz, welches durch parallele, etwa 8 bis 16 Centimeter breite Anhydritstreifen in zahlreiche Bänke getheilt wird (Anhydrit-Region). Auf dieser ruht eine 66 Meter mächtige Schicht unreinen Steinsalzes, welches mit leichtlöslichen Substanzen, namentlich mit Chlormagnesium

gemengt ist und von Polyhalitschnüren durchzogen wird (Polyhalit-Region). Die nächste, etwa 60 Meter mächtige Zone zeigt neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, insbesondere Kieserit und Bittersalz (Kieserit-Region). Den Abschluss des Steinsalzlagers nach oben bezeichnet endlich eine 45 Meter mächtige Schicht, die aus einem bunten Gemisch von Steinsalz, Bittersalz und leicht zerfliesslichen Kalisalzen (sog. Abraumsalzen oder Mutterlaugensalzen: Carnallit, Stassfurtit, Sylvin, Kainit, Tachyhydrit) besteht (Carnallit-Region). Das Stassfurter Steinsalzlager ist demnach wohl zweifellos das Ergebniss eines Verdunstungsprocesses, welchem eine bewegungslose Salzlösung ausgesetzt war.

Wir würden jedoch irren, wenn wir der geologischen Vergangenheit allein derartige Bildungen zuerkennen wollten; vielmehr entstehen dieselben auch heute noch vor unseren Augen. Wir erinnern hierbei, um nur ein Beispiel anzuführen, an das Todte Meer. Der wichtigste Zufluss desselben, der Jordan, ist reich an aufgelösten Salzen; denn auf 100 000 Theile seines Wassers kommen, abgesehen von den übrigen Bestandtheilen, 52 Theile Chlornatrium und 25 Theile Chlormagnesium. Da das Todte Meer natürlich nur reines Wasser durch Verdunstung verliert, während der Jordan ununterbrochen salziges Wasser herbeileitet, so wird der Salzgehalt stetig vergrössert. Dabei lagerten sich schwefelsaurer Kalk und Steinsalz zuerst ab; hingegen blieb Chlormagnesium aufgelöst im Wasser zurück. Je mehr aber der Chlormagnesiumgehalt des Wassers zunimmt, um so weniger Kochsalz vermag das Wasser zu lösen. Es vollzieht sich daher im Todten Meere bei der jetzigen Beschaffenheit des Wassers fortdauernd die Ablagerung von Steinsalz, da der Jordan unablässig neues Material hierzu liefert, obwohl das Chlornatrium jenes Meeres nur 8,41 bis 15,95 Procent der Wassermasse ausmacht. Das Wasser des Todten Meeres ist somit — und zwar wegen der durch lange Zeiträume hindurch fortgesetzten Verdunstung — im Zustande einer Mutterlauge, deren bedeutender Brommagnesiumgehalt eine bereits erfolgte starke Ausscheidung von Chlornatrium anzeigt. Würden plötzlich alle dem Todten Meere zuströmenden Wasser versiegen, so bildete sich in seinem Becken eine im wesentlichen aus Chlormagnesium, daneben aber aus Chlornatrium, Chlorcalcium, Chlorkalium und Brommagnesium bestehende Schicht. Wie von dem Todten Meere, welches 24,5 Procent fester Bestandtheile aufweist, so dürfen wir auch von anderen Seen, deren Wasser eine nahezu gesättigte Salzlauge ist, annehmen, dass in ihnen gleiche Processe wie im Todten Meere stattfinden; dies gilt z. B. von den Seen Südrussland's (von dem Elton-See bei Saratow mit 28,8, dem Rothen See bei Perekop mit 37,2 (?) Procent Salzgehalt), des armenischen Hochlandes (vom Urmiasee

mit 22,07 Procent Salzgehalt), Kleinasien's, Tibet's, sowie der Wüste Utah (vom grossen Salzsee) u. a. Die dicken Krusten, welche sich in Folge Uebersättigung des Wassers am Boden und an den Ufern dieser Seen niederschlagen, sind augenscheinliche Zeugnisse hierfür.

Wenn wir oben erwähnten, dass die am leichtesten löslichen Mutterlaugensalze nur in den obersten Schichten der Salzlager angetroffen werden, so ist hierbei wohl zu beachten, dass sie in vielen Fällen gänzlich fehlen, da sie sich häufig überhaupt nicht ausscheiden, oder, wenn dies geschieht, bald nachher durch das Wasser wieder fortgeführt werden. So vermisst man sie fast durchgängig in den Salzlagern der Alpen und Karpathen. Aber auch den eigentlichen Steinsalzlagern droht die Gefahr, eine Beute des Wassers zu werden, und sie wurden thatsächlich von diesem Schicksal wohl immer dann betroffen, wenn sie nicht von wasserdichten Thonschichten umhüllt und so vor Auflösung und Hinwegschwemmung geschützt wurden. Eine solche wasserdichte Hülle umschliesst z. B. die Steinsalzlagerstätte von Stassfurt so hermetisch, dass die dortigen, der permischen Formation angehörenden und somit viele Millionen Jahre alten Chlorcalcium- und Chlormagnesiumschichten, welche bei dem gewöhnlichen Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre zerfliessen würden, doch durchaus trocken geblieben sind. Ebenso sind die Salzlager von Wieliczka allseitig von Thonschichten umgeben. Sowie an derartigen Stellen eine Schichtenstörung erfolgt, beginnt das Wasser seine auslaugende Thätigkeit, und so ist die Bildung von Soolquellen eingeleitet.

Die grössten Steinsalzlager scheint die Trias zu bergen, weshalb man sie früher mit dem Namen „Salzgebirge“ bezeichnete; indess kennt man sie jetzt fast in allen Formationen. Silurische Steinsalzlager finden sich in Westvirginien, bei Salina und Syracuse im Staate New-York, sowie bei Saginaw in Michigan, carbonische am Kanawba und New-River (Westvirginien), im englischen Steinkohlengebirge von Durham und Bristol, dyassische bei Gera, Artern (Thüringen), Stassfurt, Halle, Sperenberg und Segeberg (Holstein), triassische im Buntsandstein bei Hannover, Salzderhelden (Provinz Hannover), Schöningen (Braunschweig), im Muschelkalk bei Ernsthall und Stotternheim (Thüringen), in Franken, am oberen Neckar und Kocher (Württemberg) und in der nördlichen Schweiz, im Keuper bei Hall (Tirol), Hallein, Berchtesgaden und in Lothringen bei Vic, Dieuze und Chateau Salins, sowie in England bei Liverpool, jurassische bei Rodenberg am Deister (Soole) und bei Bex im Canton Waadt, cretacëische in Algerien und Peru, tertiäre bei Wieliczka und Bochnia in Galizien, in Siebenbürgen, bei Cardona in Catalonien, in Kleinasien und Armenien, und noch heute schreitet jener Bildungsprocess von Salzlagern, wie

oben gezeigt wurde, ununterbrochen weiter fort[1]). Die Bedingungen zur Entstehung von Salzlagern fehlen also, mindestens von der silurischen Periode an, keinem geologischen Zeitalter, und sie werden so lange vorhanden sein, als sich Continente mit abgeschlossenen Binnenseen über die Meeresfläche erheben.

Wahrscheinlich ist der Salzbergbau fast ebenso alt wie die Menschheit selbst. Das älteste Salzbergwerk, von welchem wir Kunde haben, ist wohl dasjenige zu Kulpe (Kulpi, Kulp) im südwestlichen Theile von Russisch-Armenien. Geht doch die Sage von ihm, dass Noah bereits hier Salz geholt habe! Auf weite Strecken hin liegt hier das Steinsalz frei zu Tage; der Salzgewinn erfordert hier also nur einen äusserst geringen Mühaufwand[2]).

[1]) Herm. Credner, Elemente der Geologie. 3. Aufl. Leipzig 1876. S. 45

[2]) K. v. Gerstenberg im Ausland 1872, S. 913 ff.

XII. Die Gletscher.

Die Bezeichnung „ewiger Schnee“ kann leicht zu der irrigen Meinung führen, dass derselbe Schnee, welcher vor Jahrhunderten oder gar Jahrtausenden auf den Hochgebirgen oberhalb der Schneegrenze fiel, auch heute noch sich dort behaupte. Wäre dies richtig, so müssten auf den meisten Hochgebirgen Schneemassen liegen, welche für sich allein einen gebirgartigen Schneewall zu bilden vermöchten. Würde z. B. der alpinen Schneemasse alljährlich eine Schicht von 1 Meter Höhe hinzugefügt, so müsste sie seit Beginn der christlichen Zeitrechnung an Höhe um 1880 Meter gewachsen sein.

Die über die Hochgebirge ausgebreitete Schneedecke ist jedoch schon deshalb keine beharrliche, weil sich der Verdunstungsprocess auch bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt unausgesetzt vollzieht. Hierzu kommt, dass die oberen Schneemassen auf die unteren einen Druck ausüben; die letzteren bewegen sich daher thalwärts und zwar theils ruckweise in Lawinenstürzen, insbesondere an steilen, frei stehenden Abhängen, theils stetig, aber mit kaum wahrnehmbarer Geschwindigkeit auf sanft geneigtem Bette, bis sie wärmere Gegenden erreichen, in denen sie schmelzen.

In den Alpen bewahrt der gefallene Schnee nur in Höhen von mehr als 4000 Metern in Folge der grossen Kälte und Trockenheit der Luft seine Krystallgestalt. Weiter abwärts schmilzt die oberflächliche Schneeschicht unter der Einwirkung der Sonnenstrahlen und warmer Winde; das Wasser dringt in die tieferen Lagen ein, wo es niedere Temperaturen vorfindet und deshalb wieder gefriert. So verwandelt sich der mit Wasser getränkte Schnee allmählich in eine aus erbsengrossen, abgerundeten Körnern bestehende Masse, welche man als Firn oder Nevé bezeichnet (fern, im Mittelhochdeutschen firne, bedeutet soviel als alt, vorjährig; der Firn ist also alter, vorjähriger Schnee). Die vom Firn überlagerten Flächen heissen Firnfelder oder Firnmeere. Sie sind gewissermassen die Quellregion der Gletscher, d. h. ihr Ausgangsgebiet.

Wie der Hochschnee, so gehorcht auch der körnige Firnschnee dem Gesetz der Schwere; er sammelt sich sowohl in den von steilen Felswänden umschlossenen Gebirgstobeln, als auch in den sanfte Böschungen darbietenden flachen Thalmulden und wandert in denselben thalabwärts. Demnach bilden die Firnfelder die Eisreservoirs für die Gletscher, wie etwa die Seen die Wasserbassins für die Flüsse, welche ihnen entströmen. Wir dürfen, um noch einen Augenblick bei diesem Vergleich zu verweilen, mit vollem Rechte den Gletscher selbst als einen Eisstrom betrachten. Die Tiefen und Untiefen, die Erweiterungen und Einengungen, die Strecken mit bedeutendem und geringem Gefäll, die Beschleunigung der Bewegungsgeschwindigkeit von unten nach oben, von den Rändern nach der Mitte, die Verbindung des Hauptarmes mit Zuflüssen: dies alles findet sich bei einem Gletscher ebenso wie bei einem Strome. Besonders ist zu betonen, dass die Gletscher gleich den Strömen nur den Thälern angehören. Gebannt in enge, tiefe Gehäuse sind daher die Gletscher fast niemals aus der Ferne sichtbar. Das blendende Weiss auf den Häuptern unserer Hochgebirge, welches wir schon in einem Abstande von vielen Meilen erblicken, rührt nicht von Gletschern, sondern vom Firnschnee her.

Das Gletschereis ist durchaus keine homogene Masse; vielmehr unterscheidet es sich durch eine ihm eigenthümliche Structur von jedem anderen Eise. Der Gletscher besteht, wie man dies an breiteren Klüften am Firnfelde wie auf dem eigentlichen Gletscher beobachten kann, nicht aus einer gleichartigen Eismasse, sondern abwechselnd aus weissem Eise, welches den grösseren Theil der Masse bildet, und aus dunklerem, d. h. blauem Eise, welches in dünnen, vielfach parallelen Lagen das erstere durchsetzt. Häufig laufen diese blauen Bänder in gleicher Richtung mit der Oberfläche, schneiden sich jedoch auch oft mit dieser, sowie mit der Längenaxe des Gletschers unter den manigfachsten Winkeln.

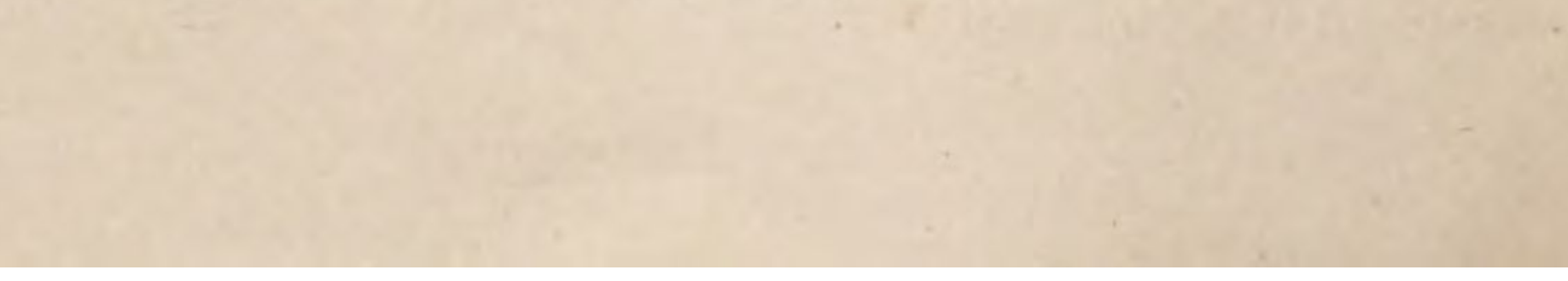
Eine nähere Untersuchung des weissen und blauen Eises lässt uns sehr bald die Ursache dieses Gegensatzes erkennen. Die weisse Varietät ist nämlich mit zahlreichen kleinen Luftbläschen erfüllt; an den Wänden derselben wird das eindringende Licht nach allen Seiten reflectirt, und so erscheint dieses Eis weiss und undurchsichtig. Im Vergleich zu dem weissen Eise enthält das blaue nur wenig Luftblasen und ist deshalb, ähnlich unserm Wassereis, bläulich und durchsichtig. Uebrigens ist die Beschaffenheit des Gletschereises nicht an allen Theilen des Gletschers dieselbe; es vollzieht sich vielmehr thalabwärts ein steter Umwandlungsprocess. In der Nähe der Firnregion hat das weisse Eis wegen seiner zahlreichen und grossen Luftblasen ein fast schwammähnliches Aussehen; weiter abwärts hingegen wird die Masse compacter und nähert

sich endlich am unteren Ende des Gletschers in seinem Gesammtcharakter mehr und mehr dem blauen Eise [1]).

Verschiedene Factoren mögen dazu beitragen, dem Gletschereis jene Bänderstructur zu verleihen. Tyndall führt zur Erklärung derselben an, dass Schnee zwischen die Blöcke von Eiscascaden hineinfällt, dass dann diese Mischung von Schnee und klarem Eis bei dem weiteren Vorwärtsschreiten des Gletschers wieder zusammengepresst und durch die Bewegung der Masse allmählich sowohl zu weissen Lagen (aus Schnee), wie zu klaren (aus Eis) gleichmässig gestreckt wird. Weit mehr sind zeitweilige Regen, sowie die Schneeschmelze an der Entstehung der blauen Eisadern betheiligt. Im Sommer sinkt das in grosser Menge vorhandene Schmelzwasser in ansehnliche Tiefen hinab und eilt bei raschem Fortgange des Schmelzungsprocesses über die mit Wasser gesättigten oberen Schichten thalabwärts. Sind diese jedoch im Herbst einmal fest gefroren, so wird die Eismasse nur oberflächlich durch die Sonne geschmolzen; das Wasser dringt nur wenig tief ein und wird des Nachts wieder zu Eis. Dasselbe geschieht auch mit dem Wasser, welches warme Strichregen liefern; ebenso werden durch starke Thaubildung in heiteren Nächten neue, dünne Eislagen geschaffen, deren Consolidation durch oberflächliches Anschmelzen an klaren, ruhigen Wintertagen sehr gefördert wird. Fallen nun im Winter bedeutende Schneemassen, so vermag die Sonnenwärme nicht mehr auf den vorjährigen Firn wesentlich einzuwirken. Sein unterer Theil erstarrt jetzt zu einem porösen, blasenreichen Eise, welches von der neuen Firnschicht durch ein Band dichteren, blasenärmeren und deshalb blau erscheinenden Eises getrennt ist.

Die beifolgenden Zeichnungen (Fig. 36, 37, 38) geben ein ideales Bild von der Lage der einzelnen Schichten des Gletschers, die wir

Fig. 36.



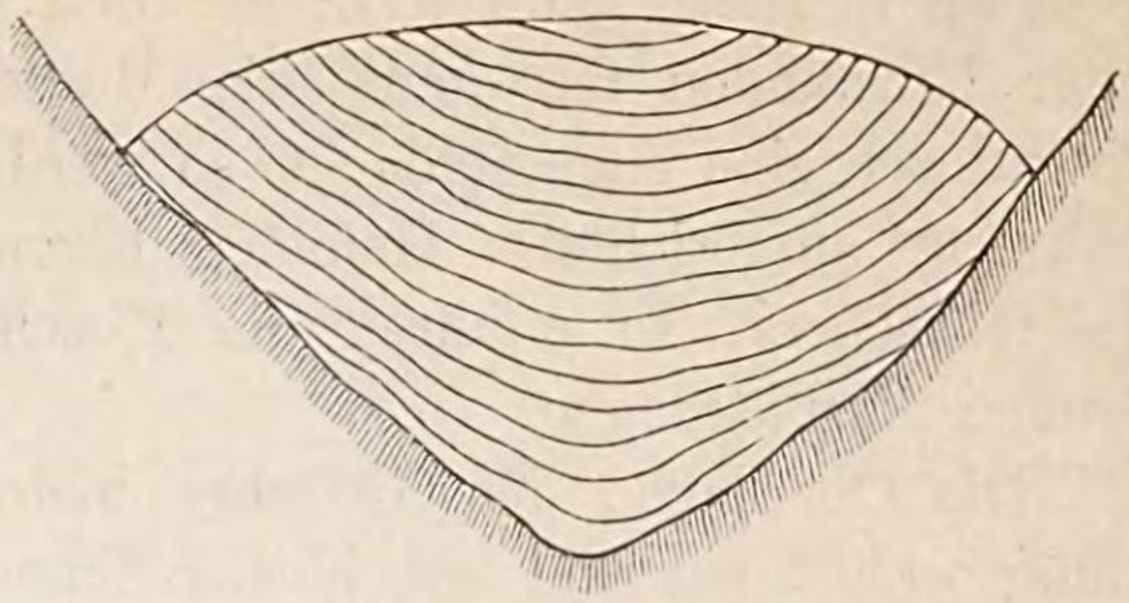
Längenprofil eines Gletschers. Nach C. v. Sonklar.

etwa den Jahrringen der Bäume vergleichen können. Der concaven Form der Firnmulde entsprechend, von welcher der Gletscher ausgeht, nimmt auch die erste Gletscherschicht, da das Eis ein starrer Körper ist, eine concave Form an. Im nächsten Jahre entsteht im Firngebiete

[1]) C. v. Sonklar im Ausland 1870, S. 721 f.

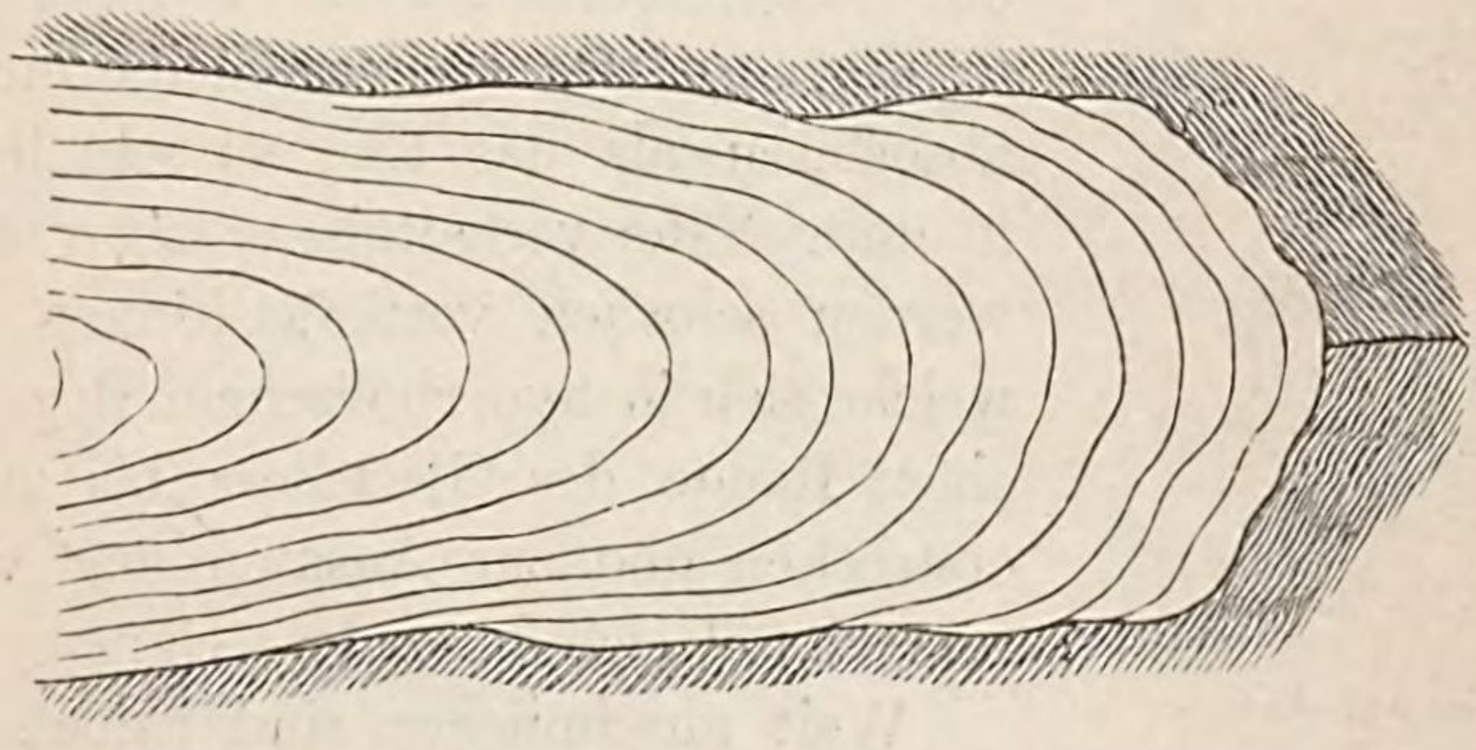
eine neue, der ersten völlig conforme Eisschicht, welche ebenso wie jene thalabwärts wandert, und so wiederholt sich dieser Vorgang in jedem Jahre. Hierbei sind alle jüngeren Gletscherschichten den älteren längs der Bewegungsaxe parallel auf- und längs den Wänden der Thalmulde parallel angelagert. Zugleich überragt jede neue Schicht die ältere, und an der Axe ist das Ende jeder Schicht um den Betrag der jährlichen Eisbewegung von dem Ende der nächsten Schicht in ihrem Liegenden entfernt. Im allgemeinen bewahren die Gletscher ihre blauen Bänder unverändert bis an das untere Ende. Auch hier sind sie parallel den Abhängen des Gletscherthales, also gegen die Mitte des Gletschers geneigt; gleichzeitig fallen sie jedoch längs der Axe der Bewegung (wegen des allmählichen Anschwellens der Schichten in dieser Gegend)

Fig. 37.



Querprofil eines Gletschers. Nach C. v. Sonklar.

Fig. 38.



Ansicht eines Gletschers von oben. Nach C. v. Sonklar.

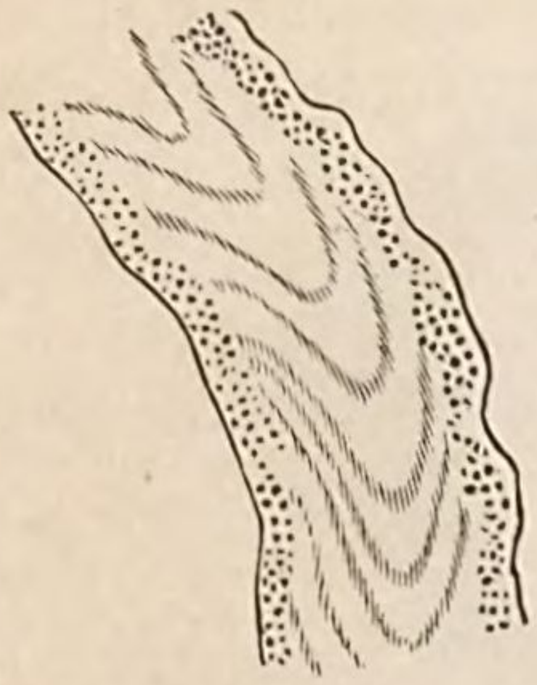
gegen das Firnfeld hin ein und zwar erst in sehr kleinen, dann aber in immer grösseren Winkeln. Doch ist diese löffelförmige Erhebung der Schichten, wie sie Figur 36 darstellt, nur auf den Ausgang der Gletscherschichten beschränkt. In der Tiefe behalten sie keineswegs die gleiche Richtung, sondern krümmen sich allmählich bogenförmig ab und bleiben schliesslich dem Boden nahezu parallel [1]).

[1]) C. v. Sonklar, l. c. S. 750 f.

Eine so regelrechte Lagerung der Eisstraten, wie sie die obigen Figuren zeigen, findet sich indess fast niemals, da die Hochgebirgsthäler nur äusserst selten auf weite Strecken hin dasselbe Relief besitzen. Tritt ein Gletscher plötzlich in ein weites Thal ein, so erfüllt er dieses in seiner ganzen Breite, und seine Eislagen verlieren hierbei unter Umständen fast ganz die Muldenform. Führt hingegen sein Weg durch eine enge Schlucht, so werden die Bänder an beiden Seiten senkrecht aufgerichtet. Hemmen hervorspringende Felsen den Lauf des Gletschers, so erfahren die Eisschichten wellen- oder zickzackförmige Ausbiegungen.

Die Oberfläche der Gletscher bietet durchaus nicht, wie man so häufig wähnt, ein Bild von idealer Schönheit dar; vielmehr breitet sich eine grosse Menge von Steinschutt und Steinblöcken gleich losem Kehricht über dieselbe aus. Von den benachbarten Felswänden stürzen grössere und kleinere Felstrümmer, theils in Folge der Verwitterung des Gesteins, theils in Folge der Gesteinszersprengung durch den Frost, herab und würden sich zu ungeheuren Schutthalden ansammeln, wenn nicht der ununterbrochen abwärts drängende Eisstrom sie weiter trüge. Durch die Winde wird der Staub und Sand über den ganzen Gletscher geweht; daher erblickt man ausser den moiréähnlichen Linien, welche durch die blauen Bänder über den Gletscher gezogen werden, auf deren Oberfläche noch schmutzige Streifen (s. Fig. 39). Da kleinere Steine mehr Wärme absorbiren als das Eis, so schmilzt dasselbe in ihrer Nähe verhältnissmässig rasch, und so werden schwach vertiefte Rinnen geschaffen, welche sich in hyperbolischem Bogen von dem einen Rande des Gletschers bis zum andern erstrecken und zur Ansammlung von kleinerem Geröll sich besonders eignen.

Fig. 39.



Schmutzbänder auf einem Gletscher.

Weit ansehnlicher sind jedoch diejenigen Schuttanhäufungen, welche sich als lange, mehr oder weniger streng geschlossene Wälle an den Rändern des Gletschers von seinem Anfang bis zu seinem Ende verfolgen lassen. In Wallis heissen dieselben Moränen, im Berner Oberland Gandecken (Seitenmoränen) und Gufferlinien (Mittelmoränen), im Canton Glarus Firnstöss. Uebrigens sind die Moränen nicht bloss aus Gesteinstrümmern zusammengesetzt; vielmehr bildet der Schutt meist nur eine vergleichsweise dünne Decke, welche das darunter befindliche Eis gegen die Sonnenwärme schützt. Während nun die freiliegenden Eislagen in der Mitte des Gletschers schmelzen und somit

an Höhe mehr und mehr verlieren, treten die mit Blöcken übersäeten Partien an den Rändern wallartig hervor (Fig. 40).

Vielfach gewähren einzelne isolirte Steinblöcke dem Eise einen Schutz gegen die Sonnenstrahlen. Während daher diese die entblösste Eisfläche rings umher in Wasser auflösen, bleiben grössere oder kleinere Eiskegel stehen, auf deren Spitzen je ein solcher Stein ruht. Man bezeichnet derartige Gestalten als Gletschertische (Fig. 41). Durch die seitliche Wirkung der Sonnenstrahlen schmilzt gewöhnlich die Eissäule auf der einen Seite ab, und der Schwerpunkt des Steines entbehrt dann der Unterstützung. Der Stein fällt nun auf die Oberfläche des Gletschers herab, und der Process wiederholt sich von neuem.

Fig. 40.

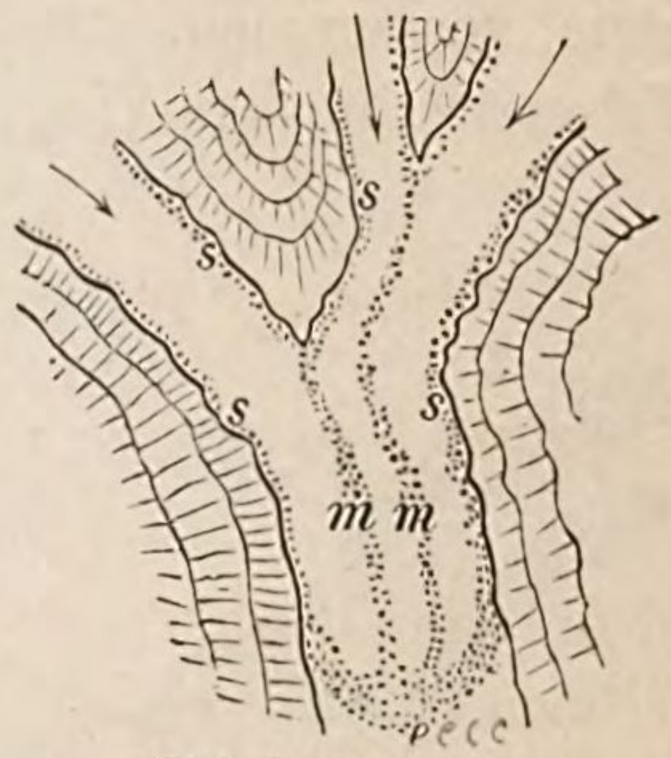
Durchschnitt einer Gletschermoräne.

Fig. 41.

Gletschertisch.

Immer ordnen sich die Gesteinsbruchstücke zunächst an den beiden Ufern des Gletschers zu sogenannten Seitenmoränen. Stossen jedoch irgendwo zwei Gletscher zusammen, so vereinigen sich die an der Berührungsstelle sich treffenden Moränen beider Gletscher zu einer einzigen, welche sich in der Mitte des Eisstromes abwärts bewegt. Ein solcher den Ufern des Gletschers ebenfalls parallel laufender Steinwall führt den Namen Mittelmoräne (Gufferlinie). Jeder Gletscher besitzt in der Regel soviel Mittelmoränen, als sich seitliche Gletscher in das Hauptbett ergiessen. Auf dem unteren Theile des Aargletschers beobachtet man unterhalb der Stätte, wo sich Lauter- und Finsteraarhorngletscher begegnen, eine mächtige, 42 Meter hohe Mittelmoräne, welche zur linken Seite noch von 7, zur rechten aber von 8 Gufferlinien begleitet wird [1]). Sehr schöne Gufferlinien zeigen in den Alpen auch der Gorner-, Rosetsch- und der untere Bernina-Gletscher. Am unteren Ende der Gletscher mischt sich übrigens allmählich das Material der verschiedenen Moränen, weil die Steine von den höheren Rücken derselben vielfach in die benachbarten Vertiefungen hinabrutschen.

Fig. 42.



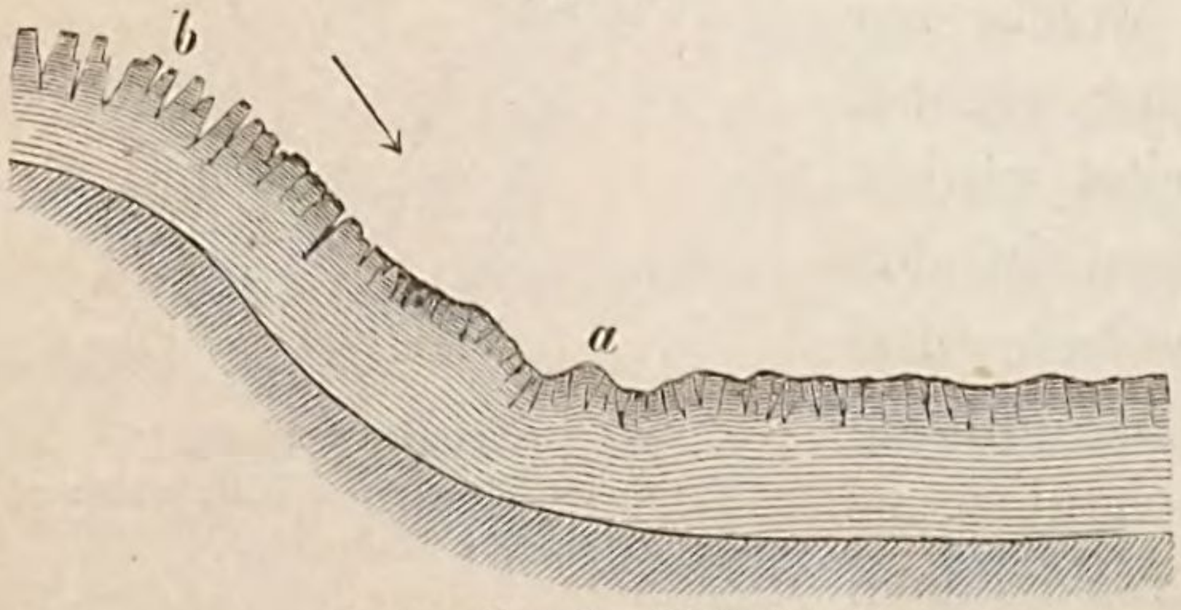
Gletschermoränen.
s Seitenmoränen, *m* Mittelmoränen, *c* Endmoräne.

[1]) Oswald Heer, Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 520.

Ist der Gletscher in Thalgebiete herabgestiegen, deren mittlere Jahrestemperatur über 0° C. ist, so beginnt das Abschmelzen, und dieses erfolgt in um so stärkerem Masse, je weiter der Gletscher nach unten vorrückt. Endlich gelangt er an einen Punkt, wo sich die Eismassen des Gletschers völlig in Wasser auflösen. Hierbei sinkt der Gesteinsschutt, welchen der Gletscher auf seinem starren Rücken bis hierher zu transportiren vermochte, zu Boden und bildet die Stirn- oder Endmoräne, welche meist in einem thalabwärts convexen Bogen die schmelzende Eismasse umlagert. Aus der petrographischen Beschaffenheit der Geschiebe lässt sich mit Hilfe einer geologischen Karte häufig der Ort im Gebirge bestimmen, woher dieser oder jener Stein stammt und durch welchen Gletscher er herabgetragen worden ist. Die Endmoränen erreichen oft eine Höhe von 50 bis 60 Metern, während Seiten- und Mittelmoränen nur selten mehr als 10 bis 12 Meter hoch sind.

Obwohl das Gletschereis unter gewissen Verhältnissen eine plastische Substanz ist, so erweist es sich doch andrerseits auch als eine sehr spröde Masse, wie die zahlreichen Spalten lehren, von denen es durchzogen ist. Spalten entstehen selbst da, wo die Neigung der Thalsohle beständig die gleiche ist und das Gletscherbett dieselbe Breite bewahrt, weil nicht alle Schichten des Gletschers gleich schnell vorwärts schreiten. So bleiben insbesondere die Ränder gegen die Mitte zurück. Zwei beliebige benachbarte Punkte, von denen der eine in der Mitte, der andere am Rande liegt, entfernen sich demnach mehr und mehr von einander; da sich nun das Eis nicht dem entsprechend dehnen kann, so zerreisst es schliesslich, d. h. es wird von Spalten durchschnitten. Gesteigert wird ihre Zahl, sobald irgend welche Unregelmässigkeiten im Gletscherbette vorkommen. Stellt sich einer vordringenden Gletschermasse ein Felsenriff in den Weg, so staut sie an demselben und ergiesst sich schliesslich stark zerklüftet über denselben hinweg. Wo ferner die Thalsohle ihre Neigung wesentlich ändert, erfolgt überall eine starke Zersplitterung des Eises. Tiefe und breite Querspalten durchsetzen in diesem Falle den Gletscher von dem einen Ufer bis zum anderen.

Fig. 43.



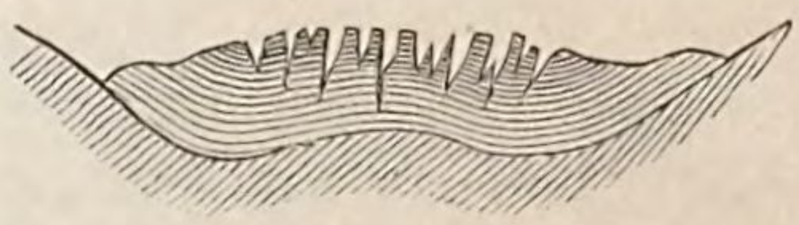
Querspalten des Gletschers.

Am Fusse einer besonders schräg geneigten Thalpartie wird der Gletscher durch den Druck der Masse dahinter gewaltig zusammen-

gepresst; die Eislager werden nach oben gedrängt, und so entsteht ein System von Falten, wie es durch Fig. 43 (*a*) angedeutet wird. Ein gebogener Stockgriff oder ein Rockärmel (letzterer falls der Ellbogen gekrümmt ist) bietet ein ähnliches System von Falten dar. Am Beginn des steileren Gehänges aber (Fig. 43 *b*) bricht das Eis radial um die Felskante, so dass die Spalten oben am weitesten auseinander klaffen und nach unten sich verengen. Wo die Thalsohle nahezu senkrecht verläuft, da wird die Eismasse völlig zertrümmert, indem die Eisblöcke mit Donnergetöse in die Tiefe hinabstürzen. Am Fusse einer solchen Eiscascade findet sich ein Chaos von Blöcken, Thürmen, Zacken und Nadeln aus Eis, sowie von Felsstücken; viele derselben langen zu Pulver zermalmt unten an. Zu den schönsten Eiscascaden gehören die auf dem Glacier du Talèfre, sowie am unteren Ende der Mer de Glace (beide in der Montblanc-Gruppe gelegen).

Tritt irgendwo eine Erweiterung des Gletscherbettes ein, so dehnt sich die Gletschermasse über die ganze Thalbreite aus; es bilden sich demnach Spalten, welche den Ufern des Gletschers nahezu parallel sind. Man bezeichnet dieselben als Längsspalten (Fig. 44). Kreuzen sich zwei Spaltensysteme, so entstehen thurm- oder obeliskenartige Eisfelsen, welche durch seitlichen Stoss leicht umgestürzt werden und im Momente des Falles in lauter Eissplitter zerstieben.

Fig. 44.



Längsspalten des Gletschers

Diejenigen Gesteinsstücke, welche auf der Gletscheroberfläche fortbewegt werden, besitzen frische Bruchflächen, scharfe Ecken und Kanten. Durch die Spalten aber gelangen zahlreiche Trümmer hinab an die felsigen Uferwände oder auf die Thalsohle des Gletschers und werden unter dem Druck der auf ihnen lastenden Eismasse entweder zu Sand zerrieben oder abgerundet, geglättet und mit feinen Streifen versehen (polirte und geritzte Gletschergeschiebe). Diese Geröllschicht auf dem Grunde des Gletschers heisst seine Grundmoräne. Wie das Gletschergeschiebe, so wird auch das Gletscherbett geschliffen, gefurcht und zerkratzt. Ursprünglich eckige Felskanten zeigen namentlich auf der vom Gletscher zuerst getroffenen Seite abgerundete Formen (Rundhöcker, roches moutonnées). Jene Ritzen und Streifen, die man Gletscherschliffe nennt, sowie die Rundhöcker sind überall, wo sie gefunden werden, Zeugnisse dafür, dass einst Gletscher hier ihre Thätigkeit entfalteten. Wie gering übrigens die erodirende Kraft der Gletscher ist, wurde schon früher (Bd. I, S. 473 ff.) dargelegt.

Wiederholt haben wir bereits angedeutet, dass die Eismasse des Gletschers, obwohl starr und scheinbar bewegungslos, doch beständig

thalabwärts wandert. Seit mehr als anderthalb Jahrhunderten war die Bewegung der Gletscher kein Geheimniss; sie ist jedoch erst

Fig. 45.

Ideale Gletscherlandschaft. Nach F. Simony.

seit etwa 50 Jahren eingehender untersucht worden und zwar zuerst durch Hugi (1827) am Aargletscher. Später wurden zu gleichem Zwecke Beobachtungen angestellt von Agassiz auf dem Aargletscher, von Forbes auf der Mer de Glace, von den Gebrüdern Schlagintweit auf der Pasterze, von Tyndall auf der Mer de Glace und von anderen, so dass die Gesetze der Gletscherbewegung im Grossen und Ganzen als völlig bekannt betrachtet werden dürfen.

Unter den Thatsachen, welche besonders geeignet sind, die Grösse der Gletscherbewegung im allgemeinen zu charakterisiren, verdienen namentlich folgende hervorgehoben zu werden. Im Jahre 1788 liess H. B. de Saussure, als er an den Felsen bei der Eiscascade des Glacier du Géant (Montblanc) herabstieg, eine hölzerne Leiter zurück, welche man im Jahre 1832, also 44 Jahre später, mehr als 5200 Meter von jenem Orte entfernt wieder auffand. Somit war der Glacier du Géant während jener 44 Jahre jährlich um c. 120 Meter vorgerückt. Es dürfte demnach gegen 120 Jahre dauern, ehe ein Stück Eis des Col du Géant am unteren Ende des Gletschers anlangt. Im Jahre

1836 stürzte ein Führer in der Nähe des berühmten „Jardin“, eines aus dem Glacier du Talèfre hervorragenden Felsens, in eine Gletscherspalte, rettete sich jedoch unter Zurücklassung seines Tornisters. Derselbe kam 10 Jahre darauf 1400 Meter weiter abwärts wieder zum Vorschein, hatte somit, was zugleich von dem Gletscher selbst gilt, jährlich einen durchschnittlichen Weg von 140 Metern zurückgelegt. Im Jahre 1827 errichtete Hugi auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers eine Hütte, um dort Beobachtungen vorzunehmen. Der Punkt, an welchem diese Hütte stand, wurde von ihm selbst und später von Agassiz wieder bestimmt, wobei sich ein ansehnliches Abwärtswandern derselben ergab. Nach Ablauf von 14 Jahren, nämlich 1841, hatte sie sich 1587 Meter von ihrem ursprünglichen Orte entfernt; sie war demnach mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 113 Metern im Jahre thalabwärts geschritten.

Die stärkste bisher ermittelte Bewegung zeigt die Mer de Glace, nämlich 864 Millimeter in 24 Stunden; dann folgt der Gurgler Gletscher mit 771, der Aargletscher mit 374, die Pasterze mit 257 Millimetern. Diese vier Gletscher legen also in der Stunde im Mittel nur einen Weg von 36, resp. 32, 15,6 und 10,7 Millimetern zurück [1])!

Das Mass der Gletscherbewegung ist jedoch nicht bloss für jeden Gletscher ein besonderes, sondern variirt auch an verschiedenen Stellen eines und desselben Gletschers; ja es ist sogar beträchtlichen zeitlichen Schwankungen unterworfen.

Die Geschwindigkeit des Fortrückens steigert sich zunächst, je mehr die Neigung des Gletscherbettes wächst. Daher kommt es, dass sich manche Gletscher in ihrem mittleren Theile rascher bewegen als an ihrem unteren Ende, wodurch zugleich ansehnliche Differenzen in der Dichtigkeit des Eises herbeigeführt werden. So zieht der mittlere Theil des Aargletschers nahezu $1^2/_3$mal so schnell abwärts als der untere; in Folge der hierdurch hervorgerufenen Compression wiegt ein Cubikmeter Eis vom Ende dieses Gletschers 72 Kilogramm mehr als ein solcher aus der Mitte desselben.

Auch die Grösse der nachdrängenden Eismassen ist nicht ohne Bedeutung für die Schnelligkeit der Gletscherbewegung. So fand Agassiz, dass der Aargletscher in gleicher Entfernung von der Mittelmoräne eine sehr verschiedene Bewegungsgeschwindigkeit besitzt. Auf demjenigen Theile des Gletschers, welcher dem Finsteraarhorngletscher entsprach, beobachtete er eine Bewegung von 189 Millimetern in 24 Stunden, während sie in gleicher Zeit auf dem Zuflusse des Lauteraar nur 55 Millimeter betrug, obwohl beide Eisströme vereinigt

[1]) Fr. Pfaff in Poggendorff's Annalen, Bd. CLI (1874), S. 327.

in demselben Bett und unter gleichen Neigungsverhältnissen fortrücken.

Ferner bewegt sich der Gletscher ganz in Uebereinstimmung mit flüssigen Massen in der Mitte rascher als an den Rändern und an der Oberfläche schneller als in der Tiefe, weil an den Rändern wie in der Tiefe die Reibung an dem Gestein hemmend auf die Bewegung einwirkt. Das vergleichsweise rasche Fortschreiten des Gletschers in der Mitte erkennt man sofort, wenn man eine grössere Anzahl von Pfählen in einer geraden Linie, welche die Längsaxe des Gletschers rechtwinklig durchschneidet, auf diesem aufpflanzt. Alle Pfähle wandern thalabwärts, die mittleren jedoch rascher als die äusseren; daher bildet jene Reihe gar bald eine Curve, die zuerst flach ist, sich jedoch nach und nach immer stärker krümmt.

Schwerer hingegen ist es, eine Erfahrung dafür zu gewinnen, dass sich die oberen Schichten des Gletschers rascher bewegen als die unteren. Eine seltene Gelegenheit hierzu bot dem englischen Physiker Tyndall im Jahre 1857 ein gegen 45 Meter hoher, fast senkrecht abstürzender Eisabgrund auf der nahe beim Tacul liegenden Seite des Glacier du Géant [1]). Auf dem Gipfel und nahe am Fusse wurden Stangen aufgerichtet; auch gelang es, durch Aushauen von Stufen im Eise eine Stange auf der Mitte der Eiswand ungefähr in einer Höhe von 13 Metern zu befestigen. Nach einigen Tagen wurden die von den drei Stangen durchlaufenen Strecken gemessen, und es ergaben sich folgende durchschnittliche tägliche Bewegungen:

Stange auf der Höhe . .	152,40	Millimeter,
Stange in der Mitte . . .	116,59	„
Stange am Fusse	65,02	„

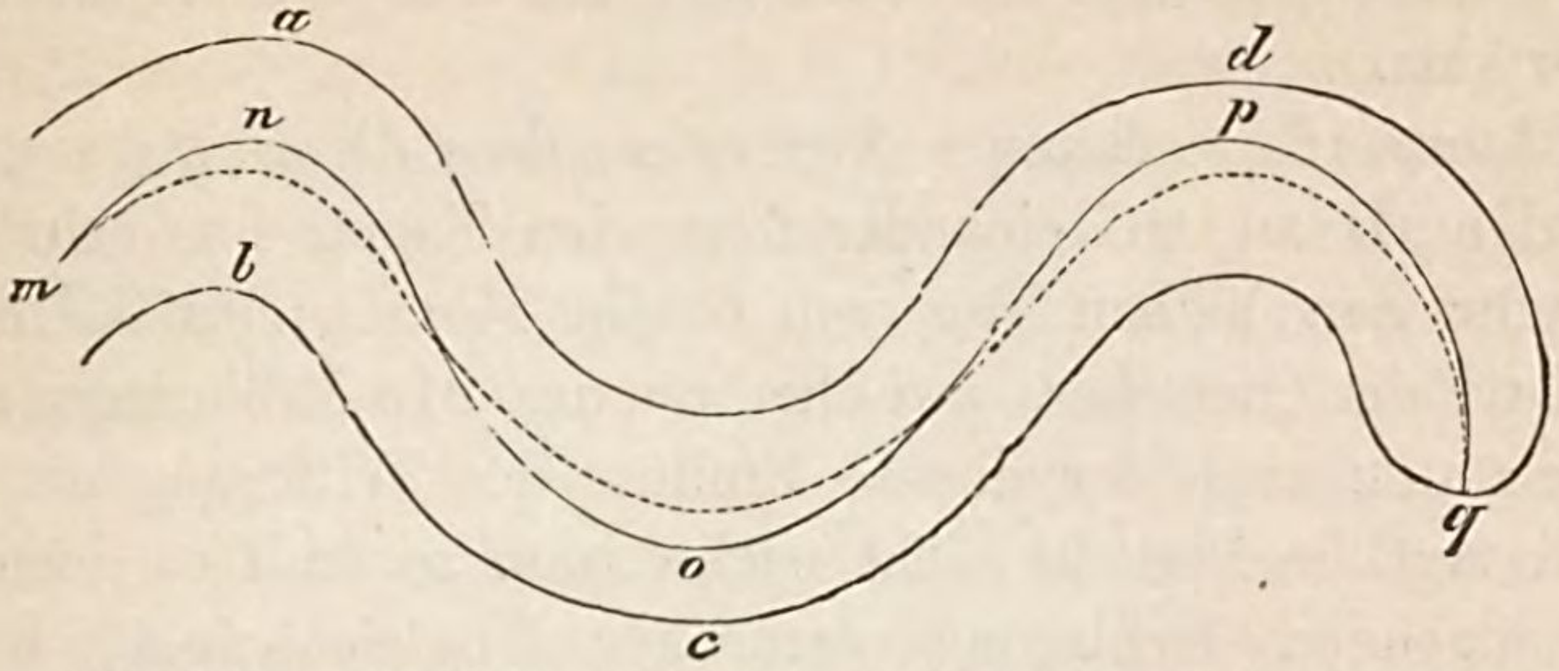
Die Stange auf der Höhe rückte demnach mehr als doppelt so schnell vorwärts als die am Fusse, während die Geschwindigkeit der mittleren Stange dem arithmetischen Mittel aus dem ersten und dritten Werthe ziemlich gleichkam. Hiernach scheint die Geschwindigkeit nicht in gleichem Masse zu wachsen wie die Entfernung vom Boden, sondern rascher, so dass man in dem obigen Falle wahrscheinlich bereits 30 Meter über dem Boden die Geschwindigkeit der Oberflächenschichten gefunden haben würde. Messungen, welche Tyndall auf einer angrenzenden Eisklippe anstellte, bestätigten dies. Hieraus erklärt sich auch, weshalb die Wände der transversalen Spalten oben immer vertical bleiben.

Noch in einer anderen Hinsicht sind die Gletscher denselben Bewegungsgesetzen unterworfen wie die Flüsse. Die Linie der grössten

[1]) John Tyndall, In den Alpen. 2. Aufl. Braunschweig 1875. S. 305 f.

Geschwindigkeit des Eises stimmt nämlich nicht genau mit der Mittellinie des Gletschers überein, sondern überschreitet die letztere bei jeder Krümmung des Gletscherbettes der Art, dass sie sich immer der concaven Thalwand weit mehr nähert als der convexen (siehe *m n o p q* in Fig. 46). Die Curven, welche sie beschreibt, sind also noch stärker

Fig. 46.



Die Linie grösster Geschwindigkeit der Gletscherbewegung (*m n o p q*).

gewunden als das Thal. Tyndall hat durch seine Messungen, ausgeführt auf dem Boisgletscher in Savoyen, über welchen an geeigneten Orten fünf durch 10 bis 20 Punkte markirte Linien gezogen wurden, die Richtigkeit jenes Gesetzes erwiesen [1]). Auch drängt die Eismasse analog dem Flusswasser an engeren Stellen stets schneller vorwärts als in Thalweitungen.

Endlich wechselt die Grösse der Gletscherbewegung noch mit den Jahres- und Tageszeiten. Zwar geht die Fortbewegung des Eises, wie die sorgfältigen Beobachtungen Fr. Pfaff's auf dem Aletschgletscher im Jahre 1873 ergeben haben [2]), stets ohne alle Unterbrechung von statten, so dass der Gletscher niemals völlig zum Stillstand gelangt; doch wird sie während des Winters bedeutend verzögert und bisweilen bis auf die Hälfte, ja auf ein Drittel der sommerlichen Bewegung reducirt. Dies ist hauptsächlich darin begründet, dass die Gletschermasse im Winter in Folge hoher Kälte viel starrer und compacter ist als im Sommer; in der heissen Jahreszeit wird durch das alle Eislagen durchdringende Schmelzwasser ihre Beweglichkeit wesentlich erhöht. Ebenso ist die Geschwindigkeit zur Nachtzeit durchschnittlich etwas geringer als bei Tage. Während z. B. Fr. Pfaff auf dem Aletschgletscher an zwei Tagen im Mittel für die ganze Beobachtungszeit (Vormittag 11 Uhr bis Nachmittag $5^1/_2$ Uhr) eine Bewegung von 19 Millimetern für die Stunde fand, erhielt er um 12 Uhr 8 Millimeter für dieselbe Zeit, Nachmittag um 4 Uhr 10 und um $4^3/_4$ Uhr

[1]) Tyndall, Glaciers of the Alps. London 1860. p. 277—284.
[2]) Poggendorff's Annalen, Bd. CLI (1874), S. 330 f.

24 Millimeter. Sie stieg bis 5 Uhr 5 Minuten, wo sie 30 Millimeter für die Stunde ergeben hätte, und sank um $5^1/_2$ Uhr wieder auf 18 Millimeter herab. In dieser Hinsicht sind Gletscher- und Flussbewegung wesentlich von einander verschieden; während der Fluss bei gleichbleibender Wassermenge örtlich dieselbe Geschwindigkeit bewahrt, ändert sich dieselbe bei einem Gletscher oft im Verlauf weniger Stunden, obwohl die Eismasse keinerlei Wachsthum oder Abnahme erfährt.

Im Jahre 1845 erkannte Agassiz, dass die Bewegung des Aargletschers auch an auf einander folgenden Tagen eine sehr ungleiche sei und für den halben Tag von 6 Uhr Morgens bis 6 Uhr Abends in der Mitte des Gletschers zwischen 80 und 210 Millimetern schwanke. Lässt sich nun auch der directe Einfluss der Witterung auf die jährliche und tägliche Periode leicht nachweisen, so fehlt es doch noch an einer genügenden Erklärung derartiger Ungleichheiten, für welche meteorologische Vorgänge durchaus nicht verantwortlich gemacht werden können [1]).

Die Ursachen der Gletscherbewegung sind bereits seit mehr als $1^1/_2$ Jahrhundert der Gegenstand eifriger Forschung. Nach der von Scheuchzer im Jahre 1705 aufgestellten, von Charpentier und Agassiz erneuerten Dilatationstheorie liefert die Ausdehnung des in den feineren Spalten (Capillarspalten) des Eises gefrierenden Wassers die Kraft, mit welcher der Gletscher abwärts treibt. Altmann und Grüner schufen im Jahre 1760 die sogenannte Gleitungstheorie, welche später auch von H. B. de Saussure und Forbes vertheidigt wurde und gegenwärtig die allein herrschende ist. Nach dieser Theorie schreiten die Gletscher kraft ihrer Schwere wie starre Körper über die geneigte Grundfläche. Dabei betrachtete zuerst Bordier (1773) und nach ihm vor allem Forbes die Gletschermasse nicht als einen völlig starren Körper, sondern als eine plastische Substanz, welche sich wie eine recht zähe Flüssigkeit vorwärts wälzt. Besonders wurde man dadurch zu dieser Anschauung genöthigt, dass das Gletschereis jederzeit die Fähigkeit besitzt, sich dem Canal, welchen es passirt, anzupassen; eine zähe Masse würde offenbar dasselbe Verhalten zeigen. Indess vermisst man an dem Eise jene Dehnbarkeit, welche Theer oder Honig erkennen lassen, gänzlich; vielmehr wird ja durch die reiche Spaltenbildung unmittelbar bezeugt, dass wir es hier mit einem sehr spröden Material zu thun haben. Dennoch giebt es eine physikalische Eigenschaft, welche uns die Plasticität des Gletschereises erklären hilft. Es ist insbesondere Tyndall's Verdienst, die

[1]) Fr. Pfaff in Poggendorff's Annalen, l. c. S. 331 f.

hier vorhandenen scheinbaren Widersprüche gelöst zu haben, und zwar geschah dies in folgender Weise[1]):

Eis und Wasser können nur bei einer Temperatur von 0° C. neben einander bestehen. Bei jeder neuen Wärmezufuhr würde Eis von 0° C. in gleich kaltes Wasser, bei jedem Wärmeverlust Wasser von 0° C. in 0grädiges Eis verwandelt werden, so lange noch Eis und Wasser mit einander gemischt sind. Da nun ein Gletscher eine nach allen Richtungen hin von Wasseradern durchdrungene Eismasse ist, so muss er in seinem Inneren überall die Temperatur des Gefrierpunktes haben. Nun hat schon im Jahre 1849 James Thomson theoretisch bewiesen, dass durch Druck die Schmelztemperatur des Eises erniedrigt werde[2]), was später von R. Clausius[3]) auf theoretischem Wege und von William Thomson[4]) experimentell bestätigt wurde. Hiernach sinkt bei jeder Vermehrung des Druckes um eine Atmosphäre der Gefrierpunkt um 0,0075 oder $^3/_{400}$° C. Somit muss eine Mischung von Wasser und Eis unter der Einwirkung eines grösseren Druckes bis unter 0° C. erkalten. Wird dabei dem Gemisch keine Wärme entzogen, so kann dies nur geschehen, indem freie Wärme latent wird, d. h. indem etwas Eis in dem Gemische schmilzt und zu Wasser wird. Da das Eis einen grösseren Raum erfüllt als das Wasser, welches durch Schmelzung aus ihm hervorgeht, so verringert sich das Volumen der Masse; diese kann daher dem auf ihr lastenden Drucke viel besser nachgeben, als dies ohne eine solche Veränderung des Gefrierpunktes der Fall gewesen wäre. So liegen die Verhältnisse, wenn Wasser und Eis in einem festen Gefäss eingeschlossen sind, welches dem Wasser keinen Ausweg gewährt.

Etwas anders gestaltet sich die Sachlage bei den Gletschern, weil das zwischen den zusammengepressten Eisblöcken befindliche Wasser durch Spalten entweichen kann. Da die tieferen Eisschichten einen geringeren oder grösseren Druck zu tragen haben, so wird das Eis kälter, entsprechend der Erniedrigung des Gefrierpunktes durch den Druck. Die auf diese Weise frei werdende Wärme führt eine theilweise Schmelzung des Eises zu Wasser von unter 0° C. herbei. In-

[1]) Vgl. hierzu John Tyndall, Glaciers of the Alps. London 1860, sowie J. Tyndall, The Forms of Water. London 1872. p. 163 sq.

[2]) Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Vol. II, p. 204 sq. (January 1849) und Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Vol. XVI (1849), p. 575 sq.

[3]) Poggendorff's Annalen, Bd. LXXIX (1850), S. 368 ff. und 500 ff.

[4]) Proceedings of the R. Society of Edinburgh. Vol. II, p. 267 sq. (January 1850). Vgl. hierzu Poggendorff's Annalen, Bd. LXXXI (1850), S. 163 ff.

dem das letztere in die leeren Zwischenräume eindringt, in denen es jenem Drucke nicht mehr ausgesetzt ist, gefriert es sofort wieder, und so kommt es, dass fortdauernd Wasser rings um das unter höherem Druck stehende Eis gefriert, während gleichzeitig ein Theil des gepressten Eises hinwegschmilzt.

Nimmt man zwei Eisstücke in die Hand und drückt sie zusammen, so beobachtet man einen ähnlichen Vorgang. Die beiden einander zugekehrten Flächen berühren sich, weil sie niemals völlig eben sind, nicht ihrer ganzen Ausdehnung nach, sondern nur in einzelnen Punkten. An den Berührungsstellen schmilzt nun das Eis in Folge der Druckerhöhung, wobei das sich bildende Schmelzwasser gleich dem Eise eine Temperatur von unter 0° C. besitzt. Gelangt dieses Wasser in leere Zwischenräume, in denen es dem Druck entzogen ist, so gefriert es sofort wieder, und auf diese Weise werden die beiden Eisstücke vereinigt. Daher pressen die Knaben den Schnee, wenn sie Schneebälle und Schneemänner machen. Doch haften die Schnee-, resp. Eismassen nur dann fest an einander, wenn sie eine Temperatur von 0° C. haben. Sehr kalter Schnee verhält sich wie Salz oder wie ein trockenes loses Pulver.

Das soeben erläuterte Phänomen wurde im Juni 1850 von Faraday entdeckt und später von Tyndall auf die Gletschererscheinungen angewandt[1]). Nach Hooker's Vorschlag bezeichnet man es jetzt allgemein als Regelation.

Im grössten Massstabe tritt uns dieselbe auf den Gletschern entgegen, wo sie bei der Verwandlung des Schnees in Gletschereis eine ausserordentlich wichtige Rolle spielt. Der ursprünglich lockere und feinpulvrige Firnschnee wird von den über ihm sich aufthürmenden Schneemassen zu einem dichten Gefüge zusammen gedrückt. Schmilzt dann bei Sonnenschein die obere Schneeschicht hinweg, so trifft das einsickernde Wasser in der Tiefe kälteren Schnee an; sofort gefriert es, und so werden die feinen Eisnadelchen, aus denen der frisch gefallene Schnee besteht, zu Eiskörnern. Da durch neuen Schneefall das Gewicht der überlagernden Schichten wächst, so werden die einzelnen Körnchen immer fester an einander gepresst, und es bildet sich aus dem Firn nach und nach eine ganz dichte und harte Eismasse.

Um die Verwandlung von Schnee in Eis, welche sich in den Gletschern unter relativ geringem Druck in langen Zeiträumen vollzieht, durch Anwendung stärkeren Druckes in kurzer Zeit zu erzielen, hat H. Helmholtz[2]) den Hohlraum eines auf 0° C. erkalteten, unten

[1]) Philosophical Transactions of the R. Society of London. Vol. CXLVII (1857), p. 327 sq.

[2]) Populäre wissenschaftliche Vorträge. Braunschweig 1865. Bd. I, S. 120 ff.

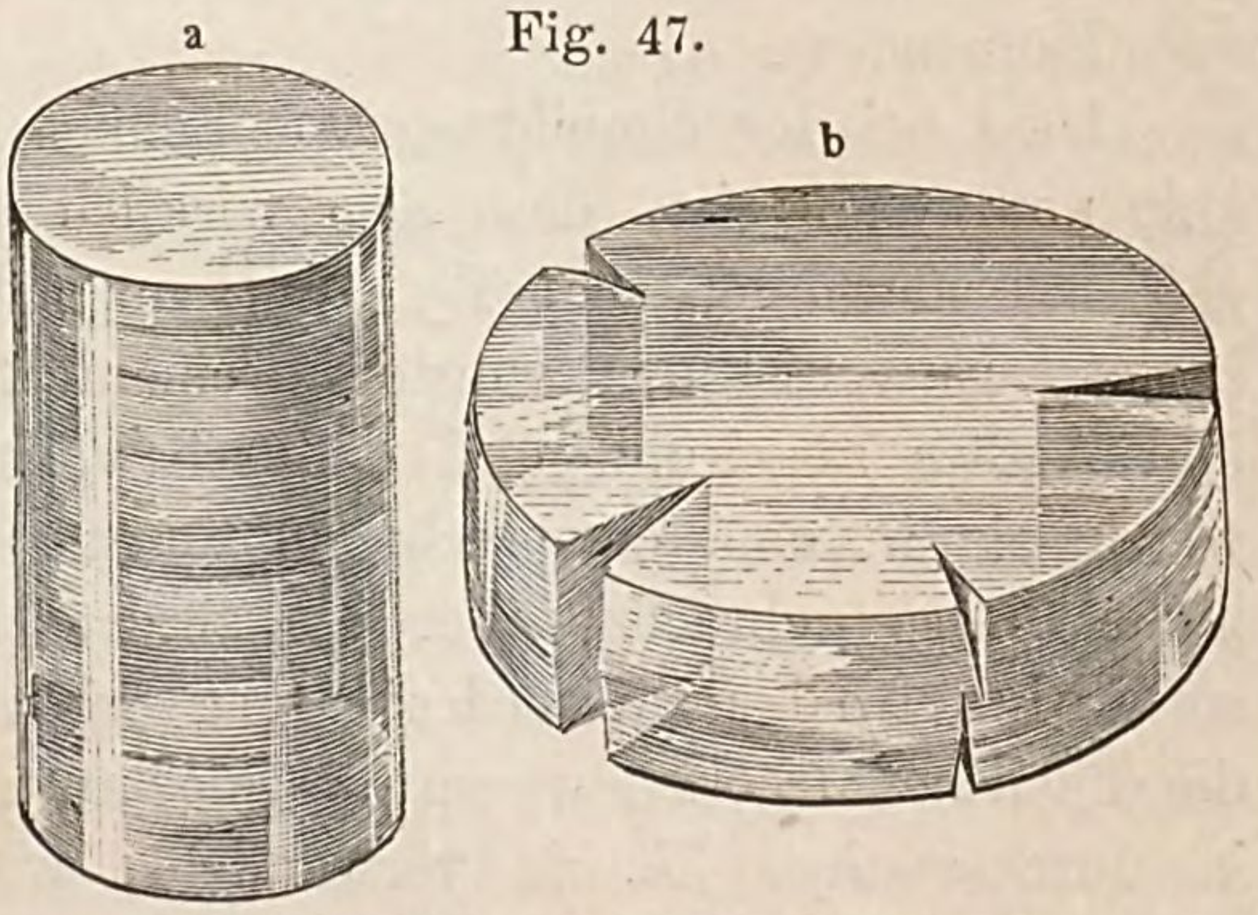
fest verschlossenen Cylinders mit Schnee vollgestopft und diesen unter einem Druck von gegen 50 Atmosphären mittelst eines durch eine hydraulische Presse bewegten Stempels in jenen Cylinder hineingetrieben. Hierauf wurde der Schnee herausgenommen, und es fand sich, dass er zu einem ganz harten, scharfkantigen und trübe durchscheinenden Eiscylinder von kleinerem Volumen geworden war.

Wurden statt des Schnees eine Anzahl unregelmässig geformter Eisstückchen in den hohlen Cylinder geworfen und zusammengepresst, so entstand wieder ein zusammenhängender, fester, scharfkantiger Cylinder, der sich genau der inneren Fläche der Form anfügte, aber eine viel hellere, ziemlich durchsichtige Masse darstellte. Ebenso vermögen sich auch unregelmässige Eisstücke des Gletschers unter dem Drucke der oberen Lagen wieder zu dichtem, klarem Eis zu vereinigen.

Da jener Versuch stets von einem lebhaften Knarren und Knacken begleitet ist, so könnte man vermuthen, dass in diesem Falle die Eisstücke zunächst zu feinem Pulver zermalmt und dann erst zusammenschmelzen würden. Mischt man jedoch Schnee unter die Eisstücke, so zeigen sich abwechselnd Schichten klaren und trüben Eises, ersteres von den Eisstücken, letzteres von dem Schnee herrührend. Die einzelnen Eisstücke werden also ohne weiteres in Platten verwandelt; sie geben nach, ohne zertrümmert zu werden.

Erfolgt jene Compression innerhalb eines Metallcylinders, so lässt sich die allmähliche Umbildung nicht beobachten. Instructiver ist daher das Experiment, wenn man einen Eiscylinder frei zwischen zwei ebene Holzplatten bringt. Benützt man hierzu einen Eiscylinder, welcher der gefrorenen Oberfläche eines Flusses oder See's entnommen ist, so geht jeder der entstehenden Risse durch die ganze Dicke des Blockes; natürlich werden die zersprengten Stücke bei fernerem Antreiben der Presse durch die Regelation theilweise wieder zu einer unregelmässigen Platte verbunden. Hier kommt offenbar die Umformung der Eismasse weniger durch die Plasticität derselben, als vielmehr durch ihr gewaltsames Zerbrechen zu Stande. So gestaltet sich der Versuch, wenn wir es mit einem krystallisirten

Fig. 47.



Ein Eiscylinder von körniger Structur
vor der Pressung. nach der Pressung.

Körper zu thun haben; wesentlich anders verhält sich jedoch ein Eiscylinder, welcher eine körnige Structur besitzt. Zwar ändert auch er beim Antreiben der Presse unter fortwährendem Knacken und Knarren seine Form; aber er bricht niemals aus einander. Er wird vielmehr nach und nach immer niedriger und breiter, und erst wenn er sehr platt geworden ist, beginnt er am Rande einzureissen und Spalten zu bilden, gleichsam Gletscherspalten im Kleinen (Fig. 47).

Ein aufmerksamer Blick auf den in der Presse sich befindenden Eiscylinder lässt uns erkennen, dass in den Momenten, in denen man die Presse antreibt, eine unermessliche Anzahl feiner Sprünge wie eine trübe Wolke durch die ganze Masse hindurchschiesst; sie verschwinden jedoch sofort zum grössten Theile, sobald der Druck nachlässt. Diese feinen, wohl meist luftleeren Spalten machen die Eismasse in hohem Grade nachgiebig, indem sie den einzelnen Theilen eine Verschiebung gestatten. Hierdurch werden ihre Wände momentan dem Drucke entzogen, worauf sie zum grösseren Theil sofort zufrieren und vergehen. Nur da, wo in der neuen Lage die Form der Eispartikelchen nicht zusammenpasst oder wo das Eis, dessen Wärme nach der Pressung weit unter 0 ° C. herabsank, die Temperatur von 0 ° C. wieder erlangt hat und demnach die engen Spalten sich mit Wasser (nicht mit Eis) füllen, bleiben diese als weissliche Linien und Flächen sichtbar. In letzterem Falle besteht ein Eisblock aus einer Menge stecknadelkopf- bis erbsengrosser Eiskörner, welche einestheils ein festes Gefüge haben, anderntheils jedoch durch viele enge, von Wasser durchdrungene Spalten von einander getrennt sind. Dasselbe gilt von dem Gletschereis; nur sind die Stücke, aus denen es zusammengesetzt ist, meist grösser als die des künstlichen Eises und erreichen bisweilen die Grösse von Taubeneiern [1]).

Dass bei der Umbildung von Schnee in Gletschereis die Feuchtigkeit nothwendig ist, dass also wirklich ein Schmelzen und Wiedergefrieren stattfindet, hat Tyndall noch durch folgenden Versuch erhärtet. Eine Eiskugel wurde in einem Bade von fester Kohlensäure und Aether abgekühlt und dadurch vollständig getrocknet. Hierauf wurde sie in eine entsprechende Form gelegt und unter die hydraulische Presse gebracht; aber die zerdrückten Theilchen erwiesen sich so weiss und undurchsichtig wie zerstossenes Glas. So lange die Theilchen trocken waren, vermochte man nicht, sie durch Druck in durchsichtiges Eis zu verwandeln, während dies doch so leicht gelingt, wenn die zusammengepresste Masse eine Temperatur von 0 ° C. hat [2]).

[1]) H. Helmholtz, l. c. S. 119 ff.
[2]) John Tyndall, In den Alpen. Braunschweig 1875. S. 324 f.

Eis, welches durch Pressung aus zahlreichen Schneeflocken, also aus feinen Eiskrystallen hergestellt worden ist, zeigt sich ganz besonders biegsam. Da in der flockigen Masse noch zahlreiche, mit Luft gefüllte Zwischenräume zurückbleiben, so sieht solches Eis trübe aus. Es wird aber heller, wenn man es noch mehr zusammenpresst, weil dann eine Menge Luftbläschen als feiner Schaum entweichen, und so wird es immer durchsichtiger, je öfter es in der angegebenen Weise umgeknetet wird. Aehnliche Vorgänge sind es jedenfalls, durch welche die trübe, weissliche Firnmasse weiter abwärts nach und nach zu klarem, durchsichtigem Gletschereis umgebildet wird.

Die Verbreitung der Gletscher ist im allgemeinen an das Auftreten von Hochgebirgen gebunden. In den Alpen ist ein Areal von mehr als 60 geographischen Quadratmeilen mit Firn und Gletschereis bedeckt, und gegen 2000 Gletscher, darunter 200 erster Ordnung, tragen die auf dem Hochgebirge sich anhäufenden Schnee- und Eismassen thalabwärts. Die zahlreichsten und grössten hiervon finden sich am Montblanc (hier allein 23, unter ihnen die Mer de Glace), am Monte Rosa (Gorner Gletscher), in den Berner Alpen (an der Jungfrau und dem Finsteraarhorn der Aletsch-Gletscher, Grindelwald-Gletscher, Unter- und Ober-Aargletscher), in der Bernina (Mortiratsch-Gletscher), in der Oetzthaler- und Stubay-Gruppe (Gepaatschferner, Hintereisferner, Vernagtferner) und in der Kette der Hohen Tauern (Schlatenkees, Pasterze).

Ausserhalb des Alpengebietes ist die Gletscherbildung in Europa im wesentlichen auf die Pyrenäen, den Kaukasus, Skandinavien, Island und Spitzbergen beschränkt. In den Pyrenäen kommen nur Gletscher von secundärer Grösse vor; dagegen ist der Kaukasus überaus reich an grossen Gletschern und ebenso Norwegen, obwohl hier der Gebirgsbau (wegen relativer Armuth an Thälern) ihrer Entwicklung nicht so günstig ist wie in den Alpen. In dem nördlichen Norwegen, sowie auf Island und Spitzbergen gelangen sie vielfach bis zum Meeresspiegel hinab.

Die bedeutendsten Gletscher der Erde besitzt Centralasien, insbesondere Westtibet. Während die ansehnlichsten europäischen Gletscher, wie die Mer de Glace und der Aletsch-Gletscher, $1^1/_2$, resp. 3 geographische Meilen lang sind, steigen von den 8000 Meter hohen Gipfeln Westtibet's Gletscherströme herab, welche eine Länge von 4 bis 8 geogr. Meilen erreichen [1]). Unter ihnen ist besonders bemerkenswerth der riesenhafte, gegen 8 geogr. Meilen lange und $^1/_3$ bis $^2/_3$ geogr. Meile breite Baltoro-Gletscher in dem Braldothal, einem Zweige des

[1]) Vgl. hierzu Petermann's Mittheilungen 1863, S. 66 f.

Shigarthales im Karakorum. Doch scheint diese grossartige Entfaltung der Gletscher in Asien lediglich ein Privilegium des Himalaya und der Karakorum-Kette zu sein. Im südöstlichen Theile des Altai begegnet man nur einigen embryonischen Gletschern [1]). Am dürftigsten ist die Gletscherentwicklung in Afrika, wo höchstens in den äquatorialen Hochgebirgen an der Ostseite Gletscher zu treffen sein dürften.

Auch das tropische Gebiet von Südamerika ist wenig für die Erzeugung von Gletschern disponirt, da sich in Folge der grossen Trockenheit an der Westküste die Grenze des ewigen Schnees bis zu 6000 Meter Höhe erhebt (s. S. 283). Nach den Beobachtungen von R. A. Philippi und Fr. Leypold treten sie hier erst unter 35 ° s. Br. am Descabezado de Maule und unter 36 ° s. Br. am Nevado de Chillan in Chile auf [2]). Die grossartigsten Gletscher des südamerikanischen Festlandes weist Patagonien auf [3]). So berichtet Darwin, dass im südlichen Theile dieses Landes beinahe jeder Fjord, welcher tief in's Innere des Landes eindringt, an einem Gletscher endet. Selbst im Golf von Penas (46 ° 50′ s. Br.) und einige Meilen weiter nördlich in der Laguna de San Rafael gehen die Gletscher bis in's Meer hinab. — In Nordamerika sind die hohen Vulcane Mexico's verhältnissmässig arm an Gletschern; so findet sich auf dem Pic von Orizaba nur ein unbedeutender Gletscher, während der Iztaccihuatl allerdings mehrere derselben trägt [4]). Weiter nach Norden sind sie in den höheren Theilen der Cordilleren nicht selten. Vor allem aber ist Grönland der Schauplatz weit ausgedehnter Gletscherthätigkeit; auch hier gelangen zahlreiche Eisströme bis zum Niveau des Meeresspiegels.

In Australien sind die Gletscher auf die Südinsel von Neuseeland beschränkt; doch gehen sie hier ausserordentlich weit herab. So steigt der von Haast entdeckte Franz-Joseph-Gletscher unter 43 ° 35′ s. Br. auf der Westseite der neuseeländischen Alpen mit seinem unteren Ende (213 Meter Meereshöhe) bis zu Gegenden mit einer Jahreswärme von 10 ° C. (das Jahresmittel von Wien) hernieder [5]). Auf der viel weniger mit Niederschlägen bedachten Ostseite ist die Gletscherbildung weit geringer.

Erreichen die Gletscher, wie dies in dem nördlichen Norwegen,

[1]) Bernhard v. Cotta, Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig 1871. S. 65.

[2]) Petermann's Mittheilungen 1863, S. 255.

[3]) Petermann's Mittheilungen 1878, Tafel XXIV.

[4]) Zeitschrift für allgemeine Erdkunde. Bd. IV (1855), S. 379 ff. Bd. V (1855), S. 125 ff. 190 ff.

[5]) J. Hann in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. IV (1872), S. 132.

auf Island, Spitzbergen, Grönland, sowie an den Westküsten Patagonien's der Fall ist, das Meer, so rücken sie zunächst auf dem Grunde der Fjorde weiter vor, bis der Aussenrand an einer Tiefe angekommen ist, wo die in das Meer eingetauchte Eismasse in Folge ihres geringen specifischen Gewichtes emporgehoben wird. Noch bewahrt der Eisstrom seinen Zusammenhang und wandert weiter in das Meer hinaus; endlich aber wird sein Zungenende durch den Wellenschlag des Meeres oder sonst welches Ereigniss losgerissen und von den Fluthen des Meeres hinweggetragen. Die losgelösten Gletscherbruchstücke treiben nun als Eisberge auf dem Meere umher. Sie ragen oft 30, ja selbst 60 bis 90 Meter über die Meeresoberfläche empor. Da das specifische Gewicht des Eises sich zu dem des Wassers wie 8 zu 9 verhält, so darf man hieraus schliessen, dass die Gesammthöhe der Eisberge 9mal so gross ist als der über die Wasserfläche emporschauende Theil (vgl. S. 72). Indem sie nach Süden ihren Weg nehmen, schmelzen sie nach und nach unter dem Einflusse der grösseren Wasser- und Luftwärme. Da, wo dies geschieht, sinkt all jener Schutt und jenes Geröll zu Boden, welches sich auf den Gletschern ansammelte, als sie noch die Gebirgsthäler durchzogen. So dienen die Eisberge zur Verfrachtung des Gesteinsmaterials; dieses aber veranlasst da, wo die Ablagerung eine besonders reiche ist, wie auf der Bank von Neufundland (an dem nördlichen Ufer des warmen Floridastromes), die Bildung weitausgedehnter Untiefen. Die zahlreichen erratischen Blöcke, welche wir über die norddeutsche Tiefebene ausgestreut finden, sind nichts anderes als die Denkmäler jener Fahrten, welche grosse Gletscher in einem früheren geologischen Zeitalter über dasjenige Meer ausführten, das einst die norddeutsche Ebene bedeckte.

XIII. Die Eiszeit.

Am Schlusse der Tertiärperiode, also an der Schwelle der geologischen Gegenwart, insbesondere beim Uebergang von der pliocänen zur postpliocänen Zeit, verbreiteten sich die Gletscher in Europa über ein weit grösseres Gebiet als jetzt. Man hat hieraus gefolgert, dass die Temperaturen unseres Erdtheils damals wesentlich niedriger waren als jetzt, und jenes Zeitalter, insbesondere mit Rücksicht auf die bedeutende Gletscherentwicklung, als Eiszeit bezeichnet. Es ist wohl möglich, dass es nicht bloss eine Eiszeit, die eben erwähnte postpliocäne gegeben hat, sondern auch frühere oder spätere geologische Zeitabschnitte eine reichere Gletscherentfaltung begünstigten. Insbesondere ist die Existenz einer noch jüngeren Eiszeit dadurch wahrscheinlich gemacht, dass (z. B. in der Schweiz, in England, Schottland und Skandinavien) unter dem geschichteten Diluvium geglättete Felsen und über demselben erratische Blöcke vorkommen [1]). Streng bewiesen ist jedoch nur eine, die Eiszeit am Beginn der geologischen Gegenwart; denn die anderen Eisthätigkeiten werden nur bezeugt durch den Fundort und die Oberflächenbeschaffenheit eingebackener Felsstücke; für die anerkannte Eiszeit aber haben wir nicht bloss erratische Blöcke, nicht bloss alte Moränen, sowie abgeschliffene Felsen und Steinritzungen als Beweise, sondern etwas, was viel schwerer wiegt, nämlich Versteinerungen von solchen Pflanzen und Thieren, die nur in sehr kalten Erdräumen zu leben vermögen. Wie wenig beweiskräftig das Auftreten einzelner erratischer Blöcke ist, lässt sich leicht ermessen. Die Verfrachtung derselben vollzieht sich, wie wir oben sahen, nicht bloss auf dem Rücken der Gletscher, sondern auch auf dem der Eisberge, sobald nämlich die Gletscher bis zum Meere herabsteigen und ihre Zungenenden hier abgebrochen werden. Schmelzen solche Gletscherfragmente

[1]) Oswald Heer, Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 529 ff. Vgl. hierzu Th. Kjerulf, Die Eiszeit. Berlin 1878. S. 27.

später nach einer weiten Meereswanderung an irgend welchem Orte des Oceans, so fallen die von ihnen fortgetragenen Gesteinstrümmer zu Boden, und wenn das Meer später zurückweicht, so wird man dieselben finden. Diese Art von erratischen Blöcken beweist also keine zeitweilige Temperaturerniedrigung; ihre Grenze kann nur eine alte Strandlinie andeuten.

Um einen Einblick in die klimatischen Verhältnisse der Eiszeit zu gewinnen, ist es vor allem erforderlich, die Verbreitung der Gletscher während derselben in's Auge zu fassen.

Viel ansehnlicher als jetzt war damals die Gletscherentwicklung vor allem in den Alpen. So dürfen wir aus den vielen Merkmalen im Schweizer Jura schliessen, dass einst die Gletscher vom Berner Oberland nicht bloss bis an dieses Gebirge heran, sondern auch an seinen Abhängen bis zu grossen Höhen hinauf gereicht haben. Ihr Pfad ist bezeichnet durch Moränen, erratische Blöcke, abgeschliffene und gefurchte Felsen, sowie durch eigenthümliche, ringförmig aufgestellte Felsstücke. Im Jura bildet die Blockgrenze einen merkwürdigen Bogen, dessen grösste Höhe ungefähr der Mitte des Genfer-Sees gegenüber liegt; sie erhebt sich am Chasseron 1000 Meter über den Thalboden (1400 Meter über den Meeresspiegel), am Chaumont noch 780 Meter über Neuchâtel, am Chasseral 650 bis 715 Meter bei Orvin 225 Meter und sinkt bei Solothurn auf die Schweizer Hochebene herab; der andere westliche Theil des Bogens erreicht bei Gex den Thalboden [1]). Bisweilen sind die fortbewegten Gesteinsmassen von riesenhafter Grösse. Ein erratischer Block, gefeiert unter dem Namen Pierre à Bot, hat 12 Meter Umfang und ruht auf einem Berge 275 Meter über dem Neuenburger See. Ein anderer Kalksteinblock zu Devens bei Bex (Rhônethal) misst 4560 Cubikmeter; derselbe ist wenigstens 6 geographische Meilen weit verfrachtet worden und zwar so sanft, dass seine Kanten noch ganz scharf geblieben sind. Dieser Stein hat sicherlich zur Zurücklegung seines Weges Jahrtausende gebraucht.

Aehnlichen Erscheinungen begegnen wir in der östlichen Schweiz. Im Canton Zürich haben wir mächtige Blockablagerungen von Hochgebirgskalk, Sernifit und Granit bei Gyrenbad (780 Meter über dem Meere), auf dem ganzen Höhenzug des Albis bis zum Uetliberg und auf der das rechte Seeufer umsäumenden Hügelkette vom Pfannenstiel bis zum Zürichberg. Auch die den Bodensee umgebenden Hügel sind hie und da bis auf ihre Gipfel hinauf mit Blöcken besetzt; ja, wir treffen sie sogar noch auf dem Hohentwiel im Hegau.

Alle jene Blöcke sind offenbar Fremdlinge in dem Molassenland

[1]) Oswald Heer, l. c. S. 513.

der Schweiz; ihre eigentliche Heimath sind die Bergstöcke und Gebirgszüge der Alpen, welche genau aus demselben Material bestehen. In vielen Fällen lässt sich sogar ohne Mühe der Pfad feststellen, auf welchem sie nach der Hochebene gelangt sind, indem eine Kette von Bruchstücken gleichen Gesteins hinaufführt nach ihrem Ausgangspunkt im Hochgebirge. So liegt bei dem Städtchen Trogen (Canton Appenzell) in beträchtlicher Meereshöhe ein Felsstück aus sogenanntem Granit von Ponteljes, welcher nirgends im ganzen Alpengebiete als hoch oben in Graubünden im Ponteljestobel ob Trons, 20 geographische Meilen von Trogen, am linken Rheinufer vorkommt. Blöcke dieser eigenthümlichen Granitart findet man in reicher Menge zwischen beiden Punkten und zwar immer am linken Rande des Rheinthales; selbst dort, wo dieses eine ganze Viertelskreisschwenkung macht, wie bei Maienfeld unweit Chur, hat merkwürdiger Weise auch nicht ein einziges Stück den Rhein überschritten. Die zahllosen Trümmer von Sernifit (rother Ackerstein) im Canton Zürich haben keine so weiten Wanderungen vollzogen; denn sie stammen ohne Zweifel aus dem Sernifitgebirge des Linth- und Wallenseegebietes. Da der Sernifit in manigfachen Varietäten auftritt, so lässt sich bisweilen selbst der Gebirgsstock ermitteln, wo jene Blöcke einst ihre Sitze hatten. So stimmt das Gestein des haushohen Pflugsteines oberhalb Erlenbach völlig mit dem feinkörnigen, porphyrartigen Sernifit des Gantstockes in der Mitte des Cantons Glarus überein; ihm mag es also vormals angehört haben[1]).

Im Gebiete der Reuss treffen wir unzählige Blöcke aus Gneiss und Gneissgraniten des St. Gotthard. Die Findlinge des Rhônegebietes bestehen aus Felsarten, aus denen die Penninischen Alpen zwischen dem Grossen St. Bernhard und dem Simplon gebildet sind. Der Monte Rosa hat Serpentine und eine Abart von Gabbro (Euphotide), der Val de Ferret feinkörnigen Alpengranit, die Dent de Morcles grauen, schwarzgefleckten Sandstein in die Thäler gesandt.

Welche Kräfte jene mächtigen Blöcke thalabwärts geführt haben, ist nicht schwer zu entscheiden. Bäche und Flüsse können unmöglich haushohe Blöcke thalabwärts bewegen, noch viel weniger aber auf die Höhen des Jura emporheben. Und wie hätten dann jene Felstrümmer ihre eckige Gestalt zu bewahren vermocht? Auch auf der Fläche eines Sees kann jener Transport nicht vollzogen worden sein; denn dann müssten sich die Blöcke, dem horizontal verlaufenden Meeresufer entsprechend, an diesem in annähernd gleicher Bergeshöhe abgelagert haben. Dem widerstreitet jedoch die Thatsache, dass die Blöcke am Südostabhange des Jura eine Bogenlinie beschreiben, welche von Gex auf-

[1]) Oswald Heer, l. c. S. 514.

steigend am Chasseron ihre grösste Höhe erreicht und dann wieder gegen den Bielersee herabsinkt. Auch müsste es dann als ein wunderlicher Zufall betrachtet werden, dass gleichartige Blöcke nur auf einer Thalseite vorkommen, z. B. die Ponteljes-Granite nur an der linken, die aus dem Prättigau stammenden Gesteine nur an der rechten Seite des Rheinthales. Wären sie auf schwimmenden Eisbergen fortgetragen worden, so hätten sie die Mittellinie des Thales sicher nicht so streng innegehalten. Vor allem aber fehlt jede Spur einer Meeresbedeckung in allen diluvialen Ablagerungen der Schweiz sowie im benachbarten Deutschland. Allein durch die Gletschertheorie kann der Transport jener alpinen Schuttmassen in befriedigender Weise erklärt werden. Die Gletscher bildeten die Brücke über alle Thal- und Seetiefen, selbst über die ganze Schweizer Hochebene hinweg, um Erd- und Felsmassen an den Abhängen und auf den Spitzen der Berge und Gebirgsrücken abzusetzen.

Von den zehn grossen alpinen Gletschern der Eiszeit gehörten sechs der nördlichen und vier der südlichen Abdachung der Alpen an. Der Arvegletscher erstreckte sich vom Mont Blanc bis zum Südwestende des Schweizer Jura. Der Rhônegletscher, der grösste von allen, bedeckte vom St. Gotthard und Monte Rosa aus ganz Wallis und erweiterte sich beim Austritt aus diesem Thale fächerartig; sein Zungenende schob er nach Südwesten bis Genf, nach Nordosten bis Solothurn vor. Der von dem Berner Oberland ausgehende Aargletscher gelangte, durch den quer vorliegenden Rhônegletscher in seiner Entwicklung gehemmt, nur wenig über Bern hinaus. Die alten Verschanzungen dieser Stadt befanden sich auf einer seiner Endmoränen, die, gegen 32 Meter hoch, in Halbmondform das Aarthal sperrt. Der Reussgletscher drang vom St. Gotthard aus über den Vierwaldstätter und Zuger See hinweg nahezu bis an die Aar vor. Der Linthgletscher bewegte sich vom Tödi aus durch das Linth- und Limmatthal und endete bei der Stadt Zürich, welche auf einer grossen Endmoräne desselben erbaut ist. Der Rheingletscher kam aus Graubünden, sandte einen Seitenarm durch das Linththal, erfüllte das Becken des Bodensees und breitete sich nördlich von demselben fächerförmig aus bis zu einer Linie Wallensee-Schaffhausen-Ulm. Den genannten Gletschern reihten sich auf der Südseite der Alpen die grossen Gletscher des Ticino, der Adda, des Oglio und des Mincio an, welche einstmals die Becken des Langen-, Como-, Iseo- und Garda-Sees mit ihrem Eise überzogen. Hierfür zeugen unter anderem auch die mächtigen Moränen an den Südrändern dieser Seen, an denen jene Gletscher endeten.

Aber auch in den Ostalpen fehlt es nicht an Spuren einer ehe-

mals viel ansehnlicheren Gletscherentfaltung. Im Etsch- und Passeierthale, sowie in der Umgegend von Meran hat Gümbel im Jahre 1872 zahlreiche Gletscherschliffe und erratische Blöcke wahrgenommen [1]). Im Lechthale drangen die Gletscher, wie alte Endmoränen beweisen, bis über Landsberg vor, im Isarthale nahezu bis München, am Inn bis Wasserburg und an der Salzach fast bis zu deren Mündung in den Inn [2]). Endlich bieten auch die Thäler des Erzherzogthums Oesterreich, sowie diejenigen von Steiermark, Kärnthen, Krain und Venezien unzweideutige Inschriften aus einer Periode mit reicherer Gletscherbildung.

Wie die Alpen, so besassen auch andere Gebirge Europa's mächtige und ausgedehnte Gletscher. Die Pyrenäen mit ihren hohen Ketten und zahlreichen Circusthälern haben einst Gletscher beherbergt, mit denen sich die gegenwärtigen nicht im entferntesten messen können [3]). Ferner war Skandinavien viel reicher an Gletschern als jetzt. Weite Landstriche, welche jetzt gänzlich von Gletschern entblösst sind, zeigen hier an zahlreichen Orten abgerundete Felsflächen und sind von dicht neben einander gereihten, parallelen Furchen oder feinen Scheuerstreifen bedeckt, welche offenbar von Gletschern herrühren. Zugleich lässt sich leicht die Richtung feststellen, in welcher dieselben zogen; sie ergiebt sich ganz von selbst aus der Anordnung jener Linien, sowie aus dem Umstande, dass diese auf der einen Seite der Hügel, über welche die Gletscher hinwegschritten, nämlich auf der sogenannten Stossseite, vorhanden sind, auf der anderen aber, der Leeseite, fehlen. Zahlreiche genaue Untersuchungen [4]) haben zu dem Resultate geführt, dass die skandinavischen Gletscher einst weite Räume einnahmen und von mehreren Mittelpunkten radienförmig nach allen Richtungen hin ausgingen. Viele erreichten das Meer und liessen mit Gletscherschutt beladene Eisberge nach fernen Gestaden ausschwärmen; aber auch in Skandinavien selbst finden sich sehr bedeutende Gletscherablagerungen.

Natürlich waren die niedrigeren Gebirge des mittleren Europa weit weniger der Schauplatz der Gletscherthätigkeiten; dennoch

[1]) Sitzungsberichte der mathem.-physik. Classe der Kgl. bayrischen Akademie der Wissenschaften zu München. Bd. II (1872), S. 223 ff.

[2]) Vgl. Hauptmann F. Stark's Karte: Ideale Uebersicht von Südost-Bayern zur Eiszeit — in der Zeitschrift des deutschen Alpenvereins. Bd. IV (1873) und die Arbeit K. Zittel's in den Sitzungsberichten der mathem.-physik. Classe der Kgl. bayrischen Akademie der Wissenschaften zu München. Bd. IV (1874), S. 252 ff.

[3]) Ch. Martins im Bulletin de la Société géologique. Ser. III, Tome XV (1867).

[4]) Th. Kjerulf: Ueber Frictionsphänomene, Terrassen und Glacialablagerungen in Norwegen s. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Bd. XII (1860), S. 389 ff. Bd. XV (1863), S. 619 ff. Bd. XXII (1870), S. 1 ff.

fehlten auch ihnen einst die Eisströme nicht völlig. So waren die Berglandschaften an der Westseite Irland's Sammel- und Ausgangsstätten der Gletscher [1]), und die Gebirge von Schottland [2]) und Wales sandten nach verschiedenen Himmelsgegenden hin Gletscher in die Thäler hinab. Sogar einige der deutschen Mittelgebirge, z. B. die Vogesen [3]), der Schwarzwald, das Riesengebirge und der Thüringer Wald, sowie ausserdem die Karpathen (der Nordabhang der Czerna Hora) [4]) weisen Spuren vormaliger Gletscher auf.

Um die äussersten Grenzen kennen zu lernen, bis zu welchen sich auffallende Gletscherwirkungen am Ende der Tertiärperiode erstreckten, nennen wir noch vier Gebirge, welche theils bestimmt eine reichere Gletscherentwicklung besassen, wie der Kaukasus und Libanon, theils wenigstens in diesem Verdachte stehen, wie Atlas und Altai.

Noch im Jahre 1858 erklärte Abich, dass der Kaukasus von der Eiszeit völlig unberührt geblieben sei. Diese Behauptung ist jetzt nicht mehr haltbar, da die Thäler des Ardon und Ingur Zeugnisse einer ehemals grösseren Ausdehnung von Eismassen darbieten. Ebenso hat der Genfer Geolog Favre Wahrzeichen alter Gletscher am Kreuzbergjoch und in der Darielschlucht längs der grossen Heerstrasse wahrgenommen. Wanderblöcke, meist aus Granit, werden noch auf der Steppe nördlich vom Kaukasus gesehen, und Freshfield und seine Begleiter entdeckten im Baksanthale, etwa drei geographische Meilen vom jetzigen Gletscher entfernt und eine Wegstunde oberhalb Uruspieh, eine 65 Meter hohe Endmoräne mit Granitblöcken [5]). Aus diesen Angaben aber würde folgen, dass sich die Eiszeit im Kaukasus bei weitem nicht in so grossartiger Weise entfaltete wie in den Alpen.

Spuren einer Eiszeit hat Hooker im Libanon [6]) und im marokkanischen Atlas gefunden; doch sind bezüglich der Gletscherschliffe in dem letzteren Gebirge von anderer Seite her ernste Bedenken erhoben worden. So berichtet K. v. Fritsch [7]), welcher mit Rein im Sommer 1872 den marokkanischen Atlas bereiste: „Ueber das frühere Vor-

[1]) Kinnahan, The general Glaciation of Jar-Connaught. Dublin 1872.

[2]) Archibald Geikie in den Transactions of the Geolog. Society of Glasgow, Vol. I.

[3]) Hogard, Recherches sur les moraines et les dépôts de transport et de comblement des Vosges. Épinal 1842. Édouard Collomb, Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les Vosges. Paris 1847.

[4]) Ausland 1876, S. 880.

[5]) Ausland 1869, S. 999 nach: Douglas W. Freshfield, Travels in the central Caucasus and Bashan. London 1869.

[6]) Betreffs des Libanon wurden die Anschauungen Hooker's bestätigt durch Oscar Fraas (Aus dem Orient. Stuttgart 1878. Bd. II, S. 114 f.).

[7]) Zeitschrift Globus, Bd. XXII (1872), Nr. 20, S. 318 f.

handensein von Gletschern bin ich wesentlich anderer Ansicht als Hooker und seine Begleiter. Die Trümmermasse im oberen Rerayathal kommt aus einem kleinen und engen Seitenthal hervor; polirte Felsstücke liegen zwar unter den anderen; diese Politur ist aber nicht der Gletscherschliff, sondern einfache Rutschfläche. Wirkliche Gletscherwirkungen: Rundhöckerbildung, Ausschleifung der Felsen bis zu einer früheren oberen Gletschergrenze, Seitenmoränen, Gandecken im Hauptthal: alles dies fehlt, und jener mächtige Schuttkegel mit seinen hausgrossen Felstrümmern, mit der kleinen Ebene im Hauptthale hinter demselben ist meiner festen Ueberzeugung nach nur der Schuttkegel eines Bergsturzes, wie man sie in den Alpen vielfach sieht, z. B. im Blegnothal."

Was den Altai betrifft, so sind die Meinungen über eine ehemalige grössere Vergletscherung ebenfalls getheilt. Gr. v. Helmersen vermisste im Altai jede Spur von älteren erratischen Blöcken, von Felsrundung und Gletscherschliff, und Bernhard v. Cotta hat trotz eifrigen Suchens weder in den Vorhügeln des Altai, noch in den tiefen Thaleinschnitten des Gebirges Spuren älterer Gletscher erkennen können, obwohl die Berge 2300 bis 3300 Meter über den Meeresspiegel aufragen und die Kunguhr-Gruppe gegenwärtig einige kleine Gletscher enthält [1]). Wenn nun zwei so ausgezeichnete Forscher keine Anklänge an eine Eiszeit hier zu entdecken vermochten, so ist wohl die Annahme gerechtfertigt, dass die Ostgrenze ihres Verbreitungsgebietes nicht jenseits des Altai gesucht werden darf. Weiter im Süden ist sie jedenfalls nach dem Thian-schan zu verlegen, wo Ssäwerzoff neuerdings Beweise für eine ehemals stärkere Gletscherentwicklung gefunden hat.

Ueberblicken wir nun denjenigen Theil der Alten Welt, welcher nach dem jetzigen Stande der Wissenschaft einst von der Eiszeit beherrscht wurde, so ergiebt sich, dass derselbe nur einen relativ kleinen Raum umfasst, nämlich Europa und vielleicht noch das nördliche Asien, soweit das letztere damals aus dem Schosse des Meeres emporgetaucht war.

Auch der Neuen Welt fehlt es nicht an Gletschererscheinungen aus der Diluvialzeit. Grossen Sand- und Kiesmassen, sowie mächtigen, 1000 bis 1500 Cubikmeter grossen Blöcken begegnet man in ganz Canada, Neu England, Michigan, Wisconsin und Minnesota bis jenseits des Mississippi und nach Süden zu etwa bis zum 39. Breitengrade. Sie stammen offenbar aus einer nördlicheren Heimath, haben aber wohl nicht so weite Wege zurückgelegt wie die der norddeutschen Ebene. Ausgedehnte Gesteinsflächen sind durch Wogen und Eisbergeinwirkungen

[1]) Bernhard v. Cotta, Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig 1871. S. 65.

spiegelglatt geschliffen, dann fein gestreift und tief gefurcht worden. Die feinen parallelen Ritzen mögen durch schwimmende Eismassen hervorgerufen worden sein, an deren Boden eingefrorener Sand haftete, die tieferen Furchen durch gestrandete Eisberge, die von Ebbe und Fluth auf und ab bewegt wurden. Häufig trifft man eine solche Polirung nur auf den nördlichen Abhängen und auf den Gipfeln der Hügel, während die südlichen Abfälle rauhe und zackige Formen zeigen, was uns unzweideutig über die nordische Abkunft jener diluvialen Gletscher belehrt [1]).

Mit voreiliger Begierde hat Agassiz die Eiszeit zu einer kosmischen Katastrophe umzugestalten gesucht. Als er im Jahre 1865 Brasilien bereiste, entdeckte er angeblich viele Zeugnisse dafür, dass früher ein ungeheurer Gletscher, von den Anden herabsteigend, bis zu den Küsten des Atlantischen Oceans gelangt sei und das ganze Amazonasbecken mit einem versteinerungsleeren Gletscherlehm ausgefüllt habe. Nun konnte Agassiz zwar keine Polirungen nachweisen, erklärte dies aber daraus, dass die Felsen allenthalben unter den Einflüssen der tropischen Sonne und der warmen Regengüsse längst bis zu grosser Tiefe hinab zersetzt seien. Leider wird jene Agassiz'sche Vermuthung noch immer vielfach als Thatsache behandelt, obwohl sie auf völliger Täuschung beruht. Beobachter von Santiago erkannten rein eruptive Bildungen da, wo Agassiz scharf markirte Moränen sah; ferner fanden James Orton und seine Begleiter, die kurz nach Agassiz (im Jahre 1867) die Amazonasebenen durchkreuzten, die vermissten Versteinerungen in den dortigen Formationen. Auch deutsche Ingenieure (unter ihnen Keller-Leuzinger), welche diesem Gegenstande Beachtung schenkten, haben nichts von glacialen Erscheinungen bemerkt. Es ist daher die Behauptung völlig gerechtfertigt, dass im Gebiete der Neuen Welt die Eiszeit auf den nördlichen Theil von Nordamerika beschränkt war.

Zahlreiche Forscher — unter anderen auch Oswald Heer [2]) — haben besonderes Gewicht darauf gelegt, dass die Eiszeit in Nordamerika und in Europa gleichzeitig und in derselben Weise auftrat, und daraus gefolgert, dass sie sich nicht auf locale Ursachen zurückführen lasse. Es wurden daher kosmische Ursachen zur Hilfe gerufen. Man huldigte der Anschauung, dass sich das Sonnensystem einst durch kältere Himmelsräume bewegt habe — eine Hypothese, die sich zu wenig auf reale Grundlagen stützt, als dass man ihr zustimmen könnte. Andere meinten, dass die Wärmestrahlung der Sonne ehemals

[1]) Hermann Credner, Elemente der Geologie. 3. Aufl. Leipzig 1876. S. 661.

[2]) l. c. S. 529.

bedeutenden periodischen Schwankungen ausgesetzt gewesen sei — eine Annahme, gegen welche Theorie und Erfahrung protestiren.

Dem localen Charakter der Eiszeit, den wir oben zu begründen versuchten, entspricht es ohne Zweifel viel besser, nicht kosmische, sondern locale Ursachen für die Entstehung der Eiszeit verantwortlich zu machen. Am meisten Beachtung verdient der von Sir Charles Lyell zuerst ausgedrückte Gedanke, die Eiszeit durch eine andere Vertheilung des Starren und Flüssigen auf der Erdoberfläche zu erklären.

Mit besonderer Vorliebe wandte man sich dem Lyell'schen Gedanken zu, als Arnold Escher von der Linth im Jahre 1852 die Ansicht äusserte, dass zur Eiszeit in der Schweiz der Föhn gefehlt habe oder vielmehr, dass der damalige Föhnwind nicht ein trockener, heisser, sondern ein feuchtkalter Wind gewesen sei, weil sich über der Sahara noch ein Meer ausbreitete. Unter diesen Umständen sei der Föhn kein „Schneefresser" gewesen, wie ihn die Alpenhirten bezeichnen; vielmehr habe er die Alpen alljährlich mit den ansehnlichsten Schneemassen belastet und somit eine reichere Gletscherentwicklung begünstigt.

Allein diese Vermuthung enthält einen Irrthum, den Dove in seiner Schrift „Ueber Eiszeit, Föhn und Scirocco" (Berlin 1867) längst aufgedeckt hat. Der schweizerische Föhn hat keinerlei Beziehung zu den Luftmassen, die über der Sahara aufsteigen, sondern sein Ursprung liegt in westlichen atlantischen Fernen, während die Luftmassen, die sich über der Sahara erheben, in Folge der Erdumdrehung erst in Südrussland wieder zur Erdoberfläche herabgelangen. Ferner ist es keineswegs festgestellt, dass die gesammte Sahara oder auch nur ein beträchtlicher Theil derselben zur Eiszeit vom Meere überfluthet war; denn Desor[1]), Escher von der Linth und Martins haben dies nur für eine sehr schmale Zone südlich vom algerischen Atlasgebiet erwiesen, wo noch jetzt Seen oder ausgetrocknete Salzsümpfe sich vorfinden. Dies ist jedoch der gewaltigen Raumausdehnung der Sahara gegenüber nur ein schmaler Streifen, der mehr einem engen Golf als einem Meer geglichen haben muss und viel zu geringfügig war, als dass er die meteorologische Verfassung Europa's wesentlich hätte umwandeln können[2]). Auch zeigt sich obendrein, dass der Föhn nicht einmal ein absolut, sondern nur ein relativ trockener Wind ist, d. h. ein Wind, der nicht deswegen trocken erscheint, weil er wenig Wasserdampf mit sich führt, sondern weil er sehr warm ist. Folglich muss

[1]) E. Desor, Aus Sahara und Atlas. Wiesbaden 1865. S. 46 ff.
[2]) Vgl. hierzu Bd. I, S. 449 ff.

der Föhn gänzlich ausser Spiel bleiben bei der Erklärung der Eiszeit. Um den Eintritt der Eiszeit zu begründen, muss daher ein anderer Weg eingeschlagen werden. Der einfachste und natürlichste dünkt uns der folgende zu sein.

Europa war während der Eiszeit kaum halb so gross als jetzt[1]). Es hatte die Gestalt einer schmalen, von West nach Ost sich erstreckenden Insel. Während seine Südgrenze annähernd mit der heutigen übereinstimmte, zog sich die Nordgrenze etwa von Calais aus durch Belgien über Bonn nach dem Harze, hierauf quer durch Thüringen, Kgrch. Sachsen und Schlesien, wandte sich bei Krakau nach Nordosten, berührte die Umgebung von Tula, Nischnii-Nowgorod, sowie das Quellgebiet der Wytschegda und endete an der Nordspitze des Ural. Dieses Gebirge gehörte noch zu Europa, wurde aber im Osten von dem grossen sibirischen Meere bespült, welches sich als ein Theil des nördlichen Eismeeres über das ganze heutige nordasiatische Tiefland ausbreitete. Holland, Dänemark, Norddeutschland, Polen und das nordwestliche Russland waren vom Meere bedeckt, aus welchem Skandinavien und die gebirgigen Theile von Grossbritannien als Inseln hervorragten. Auch das Schwarze und Kaspische Meer reichten damals weiter nach Norden und standen vielleicht noch mit einander in Verbindung.

Unser Erdtheil war demnach in jenem Zeitalter nach allen Richtungen hin von mächtigen Meeren umwogt; selbst die Ost- und Nordostwinde, welche sich jetzt durch grosse Trockenheit auszeichnen, waren mit Wasserdämpfen erfüllt und bewirkten in den Gebirgsländern fast ebenso reichen Regenfall wie damals und noch heute die Westwinde. Somit musste in der Diluvialperiode das Klima Europa's zu allen Jahreszeiten ein wesentlich anderes, nämlich ein viel feuchteres sein. Und diese Erkenntniss liefert uns den Schlüssel in die Hand zur Erklärung der Eiszeit.

Wir schalten hier ein, dass man bisher immer eine Temperaturerniedrigung von 4 bis 5 ° C. forderte, um die Phänomene der Eiszeit rechtfertigen zu können. Der Calcül ist hierbei nach Heer folgender[1]): Genf hat gegenwärtig eine mittlere Jahrestemperatur von 9,16 ° C. Nimmt man für die Linie des ewigen Schnees eine Meereshöhe von c. 2700 Metern an, so steigen die Gletscher im Chamounix-Thale 1550 Meter unter diese Linie herab. Hätte Genf eine um 4 ° C. niedrigere Temperatur (also von 5,16 ° C.), so würde, wenn bei einer Erhebung von 188 Metern das Thermometer um 1 ° C. fiele, die Schneelinie um 750 Meter tiefer sinken und läge daher in 1950 Meter Meereshöhe. Die Gletscher aber würden dann bis zu 400 Meter Höhe, d. h. nahezu

[1]) Vgl. hierzu Tafel VI zu Petermann's Mittheilungen 1878.
[2]) Oswald Heer, l. c. S. 548 f.

bis Genf gelangen. Bei einem Rückgang der mittleren Jahreswärme von 4 oder 5 ° C. würden demnach die Gletscher unaufhaltsam wieder in die Ebene herabkommen und dieselbe von neuem bedecken.

Bei diesem Calcül sind jedoch sehr wichtige Factoren ganz ausser Acht gelassen; denn das Vordringen oder Zurückweichen der Gletscher hängt durchaus nicht in erster Linie von der mittleren Jahrestemperatur der betreffenden Gebiete ab, sondern viel mehr noch von der Vertheilung der Wärme und Kälte auf die verschiedenen Jahreszeiten, sowie von der Menge der örtlichen Niederschläge. Wechselt ein milder, durch starken Schneefall ausgezeichneter Winter mit einem kühlen, regenreichen Sommer, so ist im Sommer relativ wenig freie Wärme vorhanden, welche den Gletscher in seinem unteren Theile auflösen könnte. Tritt hingegen nach einem sehr kalten Winter mit geringem Schneefall ein heisser, trockener Sommer ein, so vermag die Sommerwärme mit viel grösserem Erfolg, also bis in bedeutendere Höhen hinauf das untere Ende des Gletschers zu zerstören, d. h. die Gletscher ziehen unter den ersten Voraussetzungen viel tiefer herab als unter den letzteren, selbst wenn beide Male die mittlere Jahrestemperatur genau dieselbe ist.

Offenbar ist die Gletscherentwicklung nicht allein durch die örtlichen Lufttemperaturen, sondern auch durch den Feuchtigkeitsgrad der Atmosphäre wesentlich bedingt. Daher sind die Alpengletscher weit grossartiger als die des Kaukasus, welcher doch nahezu denselben Breiten angehört wie die Alpen. Daher fehlen sie auch in den Bergen von Ostsibirien, an deren Fusse (z. B. in Jakutsk) die mittlere Jahrestemperatur unter —10 ° C. herabsinkt, während sie doch auf Neuseeland in Thalgebiete herabwandern, deren mittlere Jahrestemperatur +10 ° C. (die durchschnittliche Jahreswärme von Wien, sogar noch höher als die von Genf) beträgt. Die klimatischen Zustände der regenreichen Westküste Neuseeland's würden in einem längeren Zeitraume sich wirksam genug erweisen, den Alpengletschern ihre ehemalige Grösse wieder zu verleihen, ohne dass die mittleren Jahrestemperaturen des Alpengebietes sich irgendwie änderten.

Die glacialen Verhältnisse Neuseeland's gewinnen auch deshalb ein besonderes Interesse für uns, weil wir hier das, was wir Eiszeit und postglaciale Epoche nennen, auf kleinem Raume n e b e n einander finden. Beide Abhänge der neuseeländischen Alpen besitzen ihre Gletscher; aber während die unteren Enden des Franz-Joseph-Gletschers (an der Westseite unter 43 ° 35 ' s. Br., also in der Breite von Montpellier, Marseille, Livorno) und des Prinz-Alfred-Gletschers nur c. 200 Meter über dem Meere liegen, d. h. in Gebieten, wo unmittelbar neben den Gletschern immergrüne Nadelhölzer aller Art, Ratas, Buchen, baumartige Farne und Fuchsien gedeihen, erreicht der grösste und

längste aller Gletscher auf der Ostseite, der Tasman-Gletscher, keine grössere Tiefe als 845 Meter. Ferner sind nach Haast's Messungen die Gletscherenden im Gebiete des Rangitata in 1189, des Tekapo-Sees in 1326, des Pukaki-Sees in 924, des Ohau-Sees in 1255, also im Mittel an der Ostseite in c. 1175 Meter Meereshöhe, d. h. in Gegenden mit einer Mitteltemperatur von 5° C. zu suchen [1]). Somit beträgt der Höhenunterschied der Gletscherenden auf der beiderseitigen Abdachung der neuseeländischen Alpen c. 975 Meter, womit gleichzeitig eine Differenz der mittleren Jahrestemperaturen an den untersten Gletscherzungen von 5° C. verbunden ist. Dieser letzte Werth würde ganz genau der von Heer zur Erklärung der Eiszeit geforderten Temperaturerniedrigung entsprechen. Der Grund dieser eigenthümlichen Gegensätze ist einfach der, dass die gewaltige Kette der neuseeländischen Alpen für die Südinsel eine Wasser- und Wetterscheide bildet und dass an der Westseite die Niederschläge ungleich häufiger sind als an der Ostseite. Zu Christchurch und Dunedin auf der Ostseite fallen nicht $^1/_4$ und $^1/_3$ der Regenmengen, die Hokitika und Bealey (an der Westküste) aufweisen können, wo die jährliche Regenhöhe bis zu 2800 Millimetern wächst. Daher sind im Westen die Sommer ausserordentlich kühl, die Winter hingegen mild; das Klima ist also in hohem Grade der Entwicklung der Gletscher günstig.

Unter ganz ähnlichen klimatischen Verhältnissen wie auf der Westseite Neuseeland's steigen auch an den Küsten von Patagonien (am Golf von Penas unter $46^5/_6$ Grad s. Br.) Gletscher bis in's Meer hinab (vgl. S. 354) und sind sie einst zur Diluvialzeit in Europa herabgestiegen in Thalregionen, wo jetzt statt des Eises die Pflugschar den Boden bearbeitet.

Noch bleibt die Frage zu beantworten, ob die amerikanische Eiszeit auf dieselben Ursachen zurückgeführt werden darf wie die europäisch-nordasiatische. In der That erhob sich in der älteren Quartärzeit ebenso wie von Europa auch von Nordamerika kaum die Hälfte des heutigen Continents aus dem Schosse des Oceans. Nordamerika war damals eine langgestreckte, schmale Insel, deren Längenaxe etwa die Richtung von Süd nach Nord hatte. Ihre nordöstlichen Ufer werden durch eine Linie bezeichnet, welche man von Baltimore westwärts bis zum Mississippi und hierauf parallel dem Fusse des Felsengebirges nach Norden bis an das nördliche Eismeer zieht. Das ganze nordöstlich von dieser Linie gelegene Land war zu jener Zeit bis auf einige kleine Gebirgsgebiete von einem gegen 1000 Meter tiefen Meere bedeckt. Aber auch im Süden gehörten die breiten Küstenebenen des

[1]) J. Hann in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 342 f.

Atlantischen Oceans und des Mexicanischen Busens (letztere fast bis zur heutigen Ohio-Mündung aufwärts) noch dem Oceane an, und die centralamerikanische Scheidewand zwischen der Südsee und dem Atlantischen Ocean war noch nicht aufgerichtet. Wir sind demnach zu der Anschauung berechtigt, dass in Nordamerika, speciell auf den Cordilleren und Alleghanies, aus gleichen Gründen wie in Europa am Ende der Tertiärperiode und am Anfang der Quartärzeit eine viel reichere Gletscherentfaltung stattfand als jetzt.

So scheint uns eine Aenderung in der Vertheilung von Land und Wasser vollständig zu Erklärung der Eiszeit zu genügen. Der Vorzug dieser Erklärung besteht darin, dass sie sich auf Vorgänge in der Natur stützt, die noch jetzt beobachtet werden, und sich nicht mit der willkürlichen Annahme von anderen oder in der Vorzeit anders wirkenden Kräften befasst.

XIV. Ueber die Namen der Ströme und die Gesetze ihrer Bewegung.

Vielfach herrscht hinsichtlich der Bezeichnung der Ströme eine auffallende Willkür. Wir erinnern hier zuerst daran, dass man öfter jedem grösseren Abschnitt eines Stromes einen besonderen Namen gewährt. Wer dächte hierbei nicht an die vierzehn Namen, welche der Niger an verschiedenen Stellen seines Laufes führt, sowie an die sieben Namen, die der Riesenstrom Südamerika's trägt[1])! Erklären und rechtfertigen lässt sich eine so seltsame Namengebung nur dadurch, dass die Völker, welche die Ufer eines Stromes bewohnen, wenig oder gar nicht mit einander in Berührung kommen, woraus nothwendig folgt, dass keiner der von ihnen dem Strome beigelegten Namen zu allgemeiner Geltung gelangt.

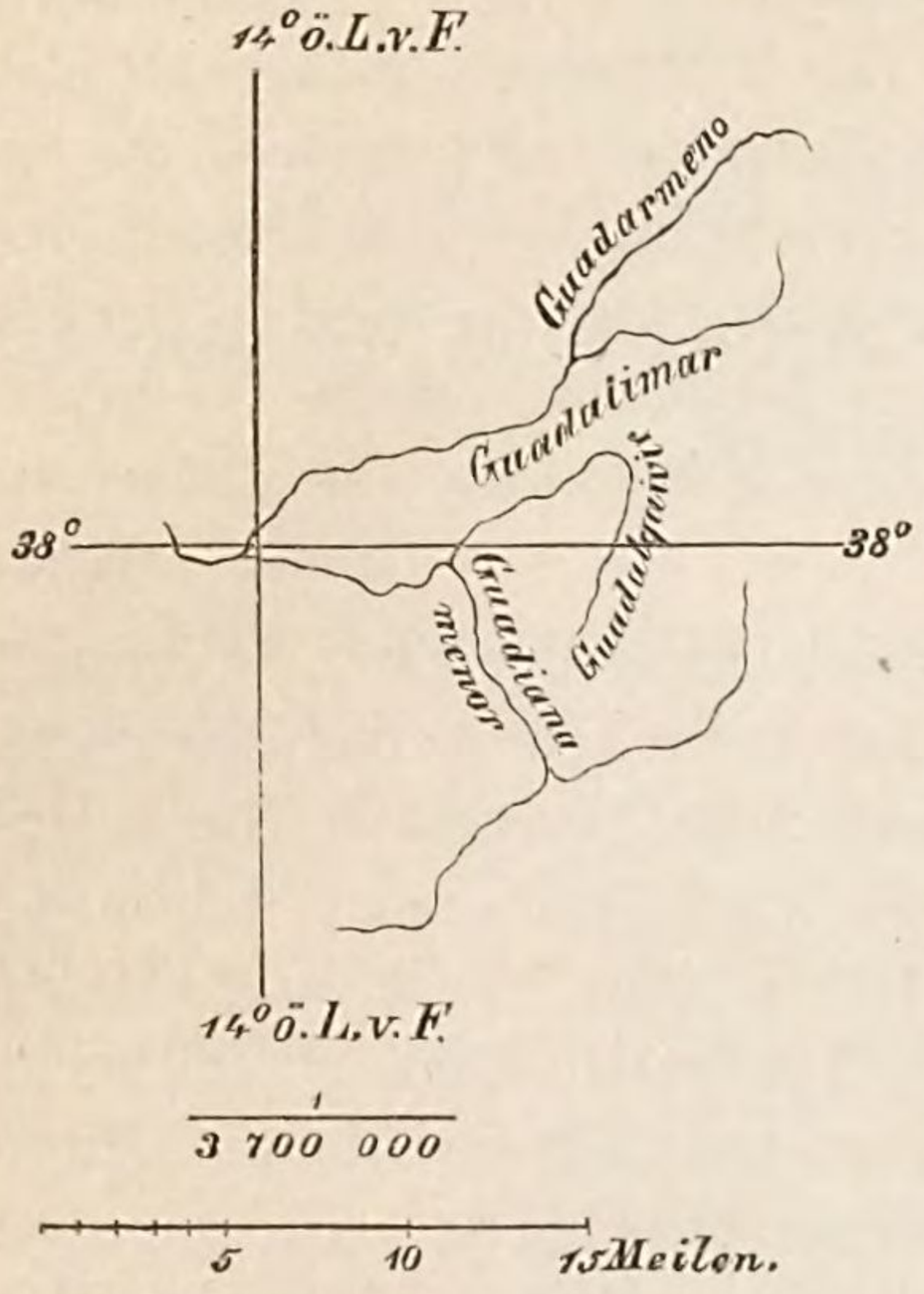
Noch mehr Willkür waltet da, wo weder der längste, noch der wasserreichste, sondern irgend welcher geringfügige Quellarm dem Hauptstrom seinen Namen verliehen hat. Das beste Beispiel einer solchen verkehrten Strombenennung liefert uns das obere Gebiet des Guadalquivir (Fig. 48). In geringer Entfernung von seiner Quelle empfängt der auf dem Ostabhang der Sierra de Cazorla entspringende Guadalquivir von links her den Guadiana menor und von rechts her den Guadalimar. Beide Nebenflüsse aber sind nicht bloss länger als der Guadalquivir, sondern auch reicher an Wasser. Eigentlich müsste der Guadalimar, der noch bedeutender ist als der Guadiana menor, als Hauptquellarm des Guadalquivir angesehen werden, ja streng genommen nicht einmal dessen Quellarm, sondern sein Nebenfluss Guadarmeno,

[1]) Bis Loreto heisst er Marañon, sodann bis Barra Solimões (auch Orellana) und hierauf bis zur Mündung Pará. Der Gesammtname ist Amazonas; die Eingeborenen bezeichnen ihn auch als Paranapytinga (weisser Strom) und Guiena.

welcher den Guadalimar wieder an Länge und Wasserreichthum übertrifft [1]).

In vielen Fällen erkennt man ohne Mühe, welcher Ader des Stromsystems der Vorrang gebührt; in anderen hingegen bereitet die Feststellung des Hauptarmes nicht geringe Schwierigkeiten. Um hier jede Willkür auszuschliessen und ein festes Princip zur Anwendung zu bringen, müsste man vor allen Dingen Länge, Wassermasse und Richtung der manigfachen Quellarme eines Stromsystems in Betracht ziehen. Aus einer nach diesen Gesichtspunkten ausgeführten Untersuchung geht hervor, dass eine nicht geringe Anzahl von Strömen falsche Namen besitzt. Hält man die Länge des Wasserlaufs für massgebend, so dürfte der stolzeste der nordamerikanischen Ströme nicht Mississippi heissen; denn der Missouri ist an seiner Mündung in den Mississippi um nicht weniger als 330 geographische Meilen länger als dieser. Ferner müsste der Amazonas seinen Namen mit dem des Ucayali vertauschen, und die Donau hätte den Namen des 11 Meilen längeren Inn zu tragen. Saône und Rhône wären nur Nebenflüsse des Doubs, dessen Gesammtlänge vom Mont Risoux bis zum Golf du Lion um 20 geographische Meilen grösser ist als die des Rhône. Soll die durchschnittliche Wasserfülle die höhere Würde verleihen, so würden Donau, Rhein und Seine Nebenflüsse sein von Inn, Aar und Yonne. Würde endlich die Richtung des Thales entscheidend sein und derjenige Fluss als Hauptarm angesehen werden, welcher nach der Vereinigung mit einem andern ihm sonst ziemlich ebenbürtigen Flusse seinen alten Lauf geradlinig fortsetzt, so müssten die Moldau und nicht die Elbe, die Saône und nicht der Rhône, die Yonne und nicht die Seine als eigentliche Quellarme gelten.

Fig. 48.



Das Quellgebiet des Guadalquivir.

An den hergebrachten Namen aber lässt sich nichts mehr ändern. Die Wissenschaft kann den erniedrigten Flüssen den ihnen gebührenden

[1]) Vgl. C. G. D. Stein und Ferd. Hörschelmann, Handbuch der Geographie und Statistik. 7. Aufl. Leipzig 1862—1871. Bd. III, Abth. 2, S. 30.

Rang nicht wieder verschaffen; sie muss sich hier vielmehr beugen vor der Macht der herrschenden Tradition. Der Grund jener principlosen Verwendung der Namen ist offenbar ein historischer: Volksstämme, die an einem Strome auf- oder abwärts wanderten, berücksichtigten bei der Namengebung weder die Grösse, noch die Richtung der einmündenden Gewässer, sondern stempelten denjenigen Wasserarm zum Hauptarm des ganzen Stromsystems, an welchem ihr Weg dahinführte. Fragen wir also, warum sich der Name Donau von Passau ab nicht mit dem grösseren Inn verknüpft, so lautet die Antwort: weil die heraufziehenden Völker, statt in die entlegene Sackgasse des Engadin einzudringen, lieber der bequemen Strasse des breiten, offenen Donauthales folgten. Ebenso hat sich sicher der erste keltische Völkerzug nicht von der Quelle der Saône nach der Mündung des Rhône oder umgekehrt bewegt; der Name des Flusses ist uns zu einem Zeugniss dafür geworden, welchen Pfad hier zuerst der Völker- und Culturstrom einschlug. Es liegt demnach jener für principlos gehaltenen Benennung doch wohl meist ein Princip zu Grunde, nur kein geographisches, sondern ein historisches.

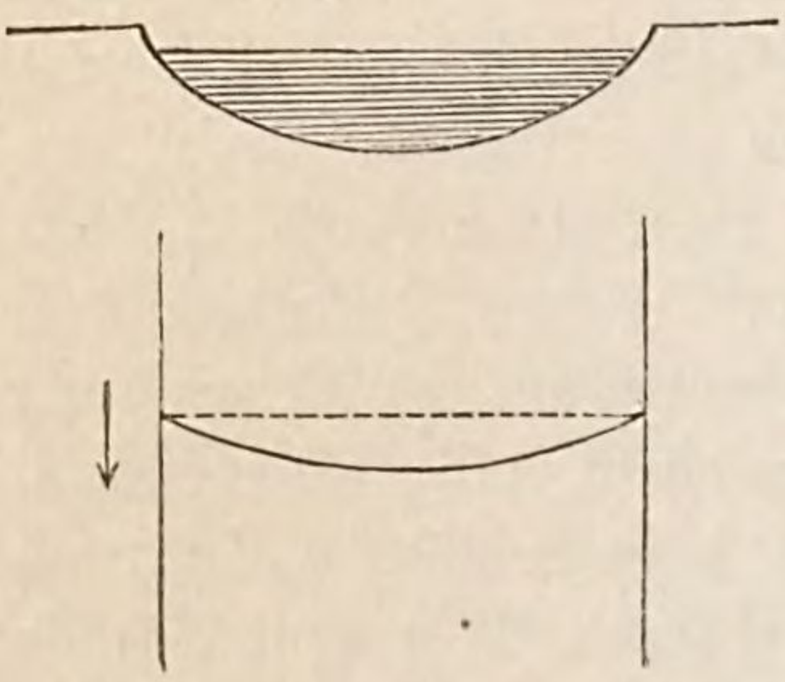
Haben wir bisher über unzweckmässige Namengebung gesprochen, so erscheint uns auch ein Wort über zweckmässige Strombezeichnung geboten. Zweckmässig ist es zunächst, den verschiedenen, nahezu gleichbedeutenden Quellarmen eines Flusses einen und denselben Hauptnamen zuzuweisen, jeden einzelnen aber durch eine Beifügung näher zu bestimmen. Eine derartige Nomenclatur findet sich ziemlich häufig. So zeigen uns die Landkarten einen Rothen und Weissen Main, eine Fichtel-, Wald- und Heide-Nab, einen Schwarzen und Weissen Regen, eine Kleine und Grosse Szamos, eine Weisse, Schwarze und Schnelle Körös u. s. w. Besser noch ist es, einem aus der Vereinigung ebenbürtiger Gewässer hervorgegangenen Fluss einen völlig neuen Namen zu verleihen. Dies geschieht z. B., indem man Schilka und Argun zum Amur, Euphrat und Tigris zum Schatt-el-Arab, Werra und Fulda zur Weser werden lässt [1]). Am besten aber ist eine Bezeichnung, welche die Namen der wichtigsten Zuflüsse in sich zusammenfasst, wie Somme-Soude, Gyronde (aus Gyr und Onde, in dem Departement Hautes Alpes); ja in Ostvirginien haben wir einen Fluss mit Namen Mattapony (Nebenfluss des York-River), der aus den Namen der Gewässer Mat, Ta, Po und Ny gebildet ist.

[1]) Werra und Weser sind im Grunde allerdings ein und dasselbe Wort, da sie beide aus dem mittelalterlichen Wisaraha, welches den ganzen Strom bis zur Werraquelle hinauf bezeichnete, sich gebildet haben. Die erste Spur bewusster Scheidung finden wir bei Adam von Bremen. Vgl. Ausland 1868, S. 511.

Wir wenden uns nun zu den Gesetzen der Bewegung des Wassers in Flüssen. So lange der Spiegel einer Flüssigkeit völlig horizontal ist, verharrt dieselbe in ihrer Ruhelage; erhält hingegen der Spiegel irgend ein Gefäll, so tritt die Wassermasse augenblicklich ihren Weg nach unten an, und ihre Bewegungsgeschwindigkeit wächst mit der Grösse der Neigung gegen die horizontale Ebene. Nach den Gesetzen des Falles sollte man erwarten, dass die Geschwindigkeit des Wassers, wenn sich das Gefäll nicht ändert, eine gleichförmig beschleunigte ist, dass sie also derjenigen einer Kugel gleicht, welche auf einer schiefen Ebene hinabläuft. Dem ist jedoch nicht so; vielmehr wird die Bewegung durch die Reibung am Umfang des Flussbettes so stark gehemmt, dass sie selbst bei fortdauernd gleichem Gefälle zu einer nahezu gleichförmigen wird. Die Bewegung des Wassers ist in Folge dessen auch keine gleitende, sondern eine rollende.

Die Geschwindigkeit der Bewegung ist innerhalb der Wassermasse eines Stromes eine sehr verschiedenartige. Durch die Reibung an den Uferwänden erleiden die Wassertheile an den Rändern eine namhafte Verzögerung. Wassermolecüle an der Oberfläche (oder in gleicher Tiefe), welche in diesem Moment eine gerade Linie rechtwinklig quer über den Strom bilden, sind im nächsten Moment zu einer nach unten convex gekrümmten Curve angeordnet (Fig. 49). Dies gilt jedoch nur von Strömen, deren Sohle von den Ufern nach der Mitte zu gleichmässig geneigt ist, nicht aber von solchen, deren tiefste Rinne dem einen Ufer wesentlich näher liegt als dem anderen. Hier eilt das Wasser caeteris paribus am schnellsten vorwärts, wo es am tiefsten ist (Fig. 50), weil es daselbst dem hemmenden Einfluss der Reibung am Grunde am weitesten entrückt ist; die Bewegung ist demnach hier am freiesten. Der sogenannte Stromstrich, d. h. die Linie der grössten Geschwindigkeit, folgt daher nicht der Mittellinie des Stromes, sondern befindet sich in jedem Punkte vertical über der tiefsten Furche des Strombettes.

Fig. 49.

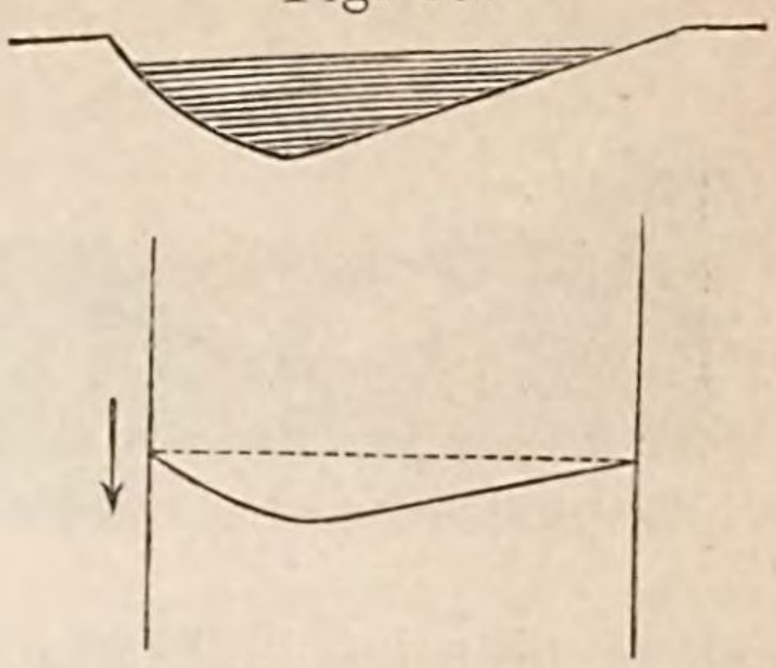


Bewegung des Wassers an der Oberfläche eines Stromes mit regelmässig ausgebauchter Sohle.

Die Geschwindigkeit der Wassertheilchen wächst jedoch nicht bloss mit der Annäherung an den Stromstrich, sondern auch mit der Vergrösserung des Verticalabstandes von der Sohle. Unmittelbar am Grunde hat das Wasser stets die stärkste Reibung zu überwinden und bewegt sich somit hier am langsamsten; nach dem Spiegel zu hingegen wird diese Hemmung immer geringer, die Geschwindigkeit somit grösser.

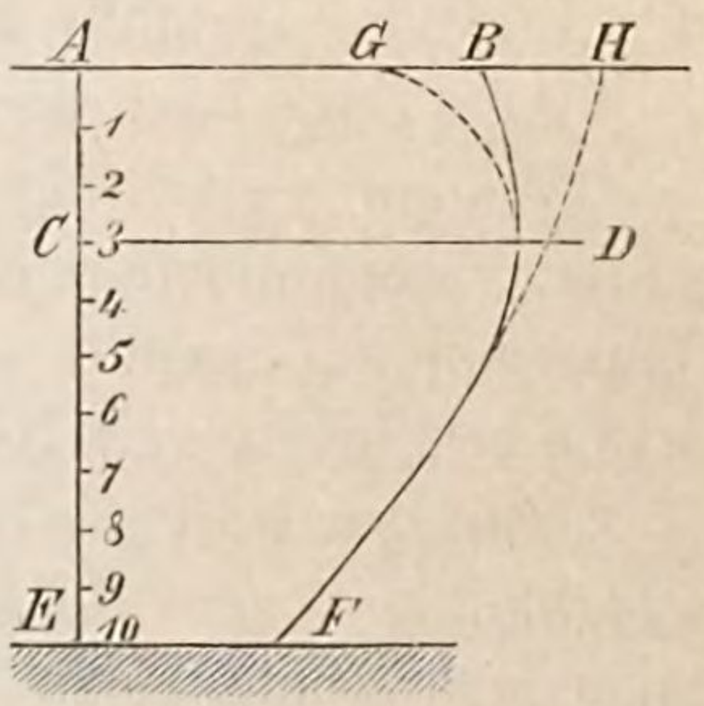
In jeder dem Stromstrich parallelen Verticalebene nimmt daher im allgemeinen die Geschwindigkeit gegen die Oberfläche hin zu. Eine Reihe von Wassertheilchen, welche soeben einer völlig verticalen Linie entspricht, stellt im nächsten Moment eine stromabwärts ausgebogene Curve dar. Die Linie der grössten Geschwindigkeit rückt in seichten Flüssen der Oberfläche ziemlich nahe, sinkt jedoch in tiefen Strömen, wie beim Mississippi, etwa um $^3/_{10}$ der Flusstiefe unter die Oberfläche hinab (Fig. 51). Ueberdies hängt die grössere oder geringere Convexität jener Curve zugleich auch von den herrschenden Winden ab; die Convexität wird bedeutend vermehrt durch Thalwind *(FG)*, verringert durch Bergwind *(FH)*.

Fig. 50.



Bewegung des Wassers an der Oberfläche eines Stromes mit unsymmetrisch gestalteter Sohle.

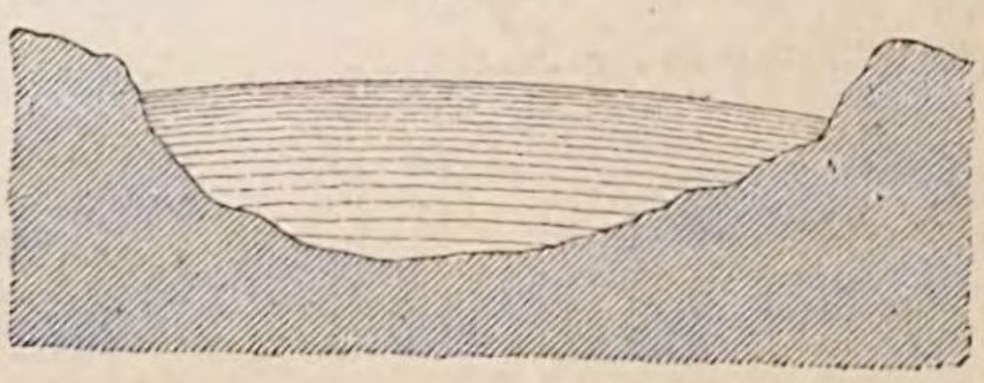
Fig. 51.



AB durchschnittliche Geschwindigkeit am Wasserspiegel. *CD* grösste Geschwindigkeit. *EF* Geschwindigkeit an der Flusssohle. *FG* Form der Curve bei Thalwind, *FH* ihre Form bei Bergwind.

Ferner wächst die Stromgeschwindigkeit unter sonst gleichen Verhältnissen stets mit der Höhe des Wasserstandes; sie ist demnach bei Hochwasser grösser als bei Niederwasser. Indem der Strom schwillt, entwickeln namentlich die der Reibung mehr denn sonst entzogenen centralen Theile eine ausserordentlich lebhafte Bewegung. Daher findet in der Mitte eine bedeutendere Wasserzufuhr statt; das Niveau erhebt sich hier augenscheinlich höher als an den Rändern, und es bildet sich so in der Mitte des Stromlaufes eine Art Kamm (Fig. 52). Fällt das Wasser wieder, so verharrt auch jene Anhäufung desselben in der Mitte nicht länger; ja sie geht schliesslich in eine deutlich wahrnehmbare Depression über, weil die centralen Wasser mit relativ grosser Heftigkeit abfliessen, ohne jedoch in genügender Weise ersetzt zu werden (Fig. 53). Sobald die Wassermasse des Stromes sich nicht weiter vermindert, bewegen sich die an den beiden Ufern über dem mittleren Niveau stehenden Wasser wieder gegen die Mitte, und so verschwindet die Depression des Stromspiegels allmählich.

Fig. 52.



Querprofil eines Flusses während des Hochwassers.

Bei gleichbleibender Wasserfülle wölbt sich schliesslich das Stromwasser in der Mitte abermals ein wenig wegen der grösseren Leichtigkeit, mit welcher hier die Wassermolecüle fortschreiten.

Fig. 53.

Querprofil eines Flusses nach dem Hochwasser.

Das Niveau des anschwellenden Mississippi ist bisweilen in der Mitte über einen Meter höher als am Rande. Aehnliches beobachtet man an den russischen Strömen, namentlich im Frühjahr, wenn sie sich bei beginnender Schneeschmelze mehr und mehr füllen, aber die Eisdecke sich noch ziemlich ungebrochen über sie ausbreitet. Man bemerkt hier überall, dass die Oberflächenwasser in langgestreckten Lachen diejenigen Theile der Eisdecke überlagern, welche den Ufern am nächsten sind, während der mittlere, gewölbeartig abgerundete Theil fortdauernd trocken ist. Auf der Wolga steigert sich die Differenz zwischen den Rändern und der Mitte der Eisdecke ebenfalls bis zu einem Meter.

Alles, was der gewölbte Rücken eines Flusses trägt, gleitet von der Wölbung nach den Rändern und strandet am Ufer; umgekehrt streben schwimmende Körper nach der Mitte des Stromes, wenn das Wasser fällt; deshalb erwarten die Holzflösser in Maine und Canada erst den Eintritt von Niederwasser, bevor sie ihre Scheite abstossen [1]).

Schiffbare Flüsse haben bei mässiger Strömung eine mittlere Geschwindigkeit von $^2/_3$ bis $1^1/_3$ Meter in der Secunde; sie wächst bei schneller Strömung von $1^1/_3$ bis 3 Meter. Wildbäche, wie sie insbesondere in Hochgebirgen häufig vorkommen, erreichen bei einem Gefälle von 6 Metern auf 100 Meter sogar eine Geschwindigkeit von 14 Metern in der Secunde.

[1]) Élisée Reclus, La Terre. Deuxième édition. Paris 1870. Tome I, p. 422 sq.

XV. Die mechanischen Leistungen der Ströme.

Ebenso wie der fallende Tropfen nach und nach den Stein aushöhlt, so wird auch durch das fliessende Wasser die Rinne, durch die es seinen Weg nimmt, mit der Zeit immer tiefer ausgefurcht. Der grössere oder geringere Erfolg, mit welchem dies geschieht, hängt freilich nicht allein von der mechanischen Kraft des Wassers ab, sondern auch von der Lagerung und der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine, über welche sein Pfad hinwegführt. An manchen Felsen verrichtet das Wasser eine rein mechanische Arbeit; einzelne Theile derselben werden einfach untergraben, losgelöst und hinweggeschwemmt. Häufig beobachten wir jedoch neben der mechanischen gleichzeitig eine chemische Wirkung. Geht z. B. Wasser mit ansehnlichem Kohlensäuregehalt durch kalkhaltige Schichten hindurch, so löst es dabei viel kohlensauren Kalk auf und trägt ihn mit hinweg. Die Löslichkeit des Kalksteins ist die Ursache, weshalb sich Kalkgebirge durch ihre phantastischen Formen, sowie durch den Reichthum an Grotten und Höhlen vor anderen Gebirgen auszeichnen.

Fast immer sind mechanische und chemische Kräfte des Wassers vereint thätig, um den Untergrund, auf welchem sich dasselbe bewegt, zu zerstören. Der rasch dahin brausende Giessbach vermöchte selbst in langen Zeiträumen kaum merkbare Spuren auf einer fest geschlossenen granitischen Fläche zu hinterlassen, wenn nicht unter dem zersetzenden Einflusse der Kohlensäure das Gestein zu Grus und Sand zerfiele. Hierauf gelingt es natürlich dem Wasser ausserordentlich leicht, das zersetzte Gestein hinweg zu spülen; da jene Fragmente sogar als Schliffmittel dienen, so beginnt jetzt auch eine erfolgreichere mechanische Erosion.

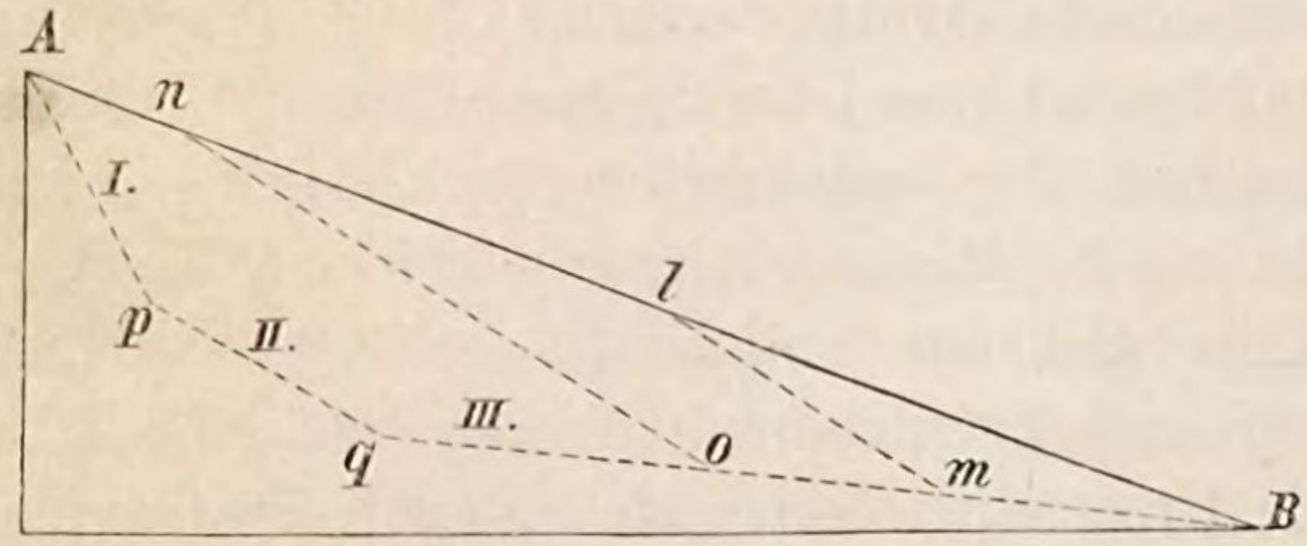
Die zerstörenden Kräfte des Wassers werden dadurch wesentlich unterstützt, dass sich dasselbe beim Gefrieren ausdehnt. Da das Wasser in alle Klüfte, Ritzen und Poren an der Erdoberfläche eindringt und da ferner in mittleren Breiten im Herbst und Frühjahr,

auf Hochgebirgen aber auch im Sommer an vielen Tagen jenes Sickerwasser gefriert, so findet hier ein beständiges Zersprengen der Felsen statt. Somit stürzen Schutt und Geröll auch häufig von hohen Uferfelsen in den Fluss hinab, obwohl jene höheren Felspartien niemals direct von dem Flusswasser erreicht werden.

Die wichtigsten Schöpfungen des Wassers in den Gebirgsregionen sind ohne Zweifel die Thäler, womit jedoch keineswegs behauptet werden soll, dass alle Gebirgsthäler durch die erodirende Thätigkeit des Wassers geschaffen worden sind.

Der Process der Thalbildung an den Abhängen von Gebirgen wird dadurch eingeleitet, dass auf der mehr oder weniger geneigten Fläche zahlreiche kleine Rinnsale entstehen. Diese vereinigen sich weiter abwärts da und dort und furchen dann eine der verstärkten Wassermenge entsprechende tiefere Rinne aus. Hiermit sind die Anfänge der Thalbildung gegeben. Da nun der reissende, wasserreiche Gebirgsbach das Gestein viel kräftiger zernagt als seine wasserarmen Quellen, so verbreitert und vertieft sich das Thal zuerst in den unteren Regionen und wird nach oben, also rückwärts immer tiefer ausgeschnitten. Fig. 54 veranschaulicht diesen Vorgang. *A B* stellt einen durch Erosion noch nicht verletzten Gebirgsabhang dar. Ueber denselben ergiessen sich nun zahlreiche feine Wasseradern. Dieselben laufen nahe bei dem Fusse (etwa bei *l*) zusammen und werden so zu starken Gebirgsbächen. Bei *l* erscheint daher zuerst eine Thalfurche, und der Weg des Wassers gleicht dann der Profillinie *A l m B*. Auf der Strecke *l m* hat der Bach das stärkste Gefäll; hier arbeitet er deshalb am erfolgreichsten an der Vertiefung der Thalsohle; die Abfuhr von Gebirgsschutt ist viel bedeutender als die Ablagerung. Diese Strecke bezeichnet man als das Berggebiet; auf derselben ist das Querprofil des Thales dem Raume zwischen zwei Zacken einer Säge ähnlich, also V förmig. Bei *m* hingegen liegt die Thalsohle nur wenig über dem Niveau der Ebene; das Gefäll ist daher auf der Strecke *m B* sehr gering und die Ablagerung grösser als die Abfuhr. Eine Erosion findet hier nur bei Hochwasser statt, und sie wirkt mehr auf eine Erweiterung als auf eine Vertiefung des Thales hin; zugleich flacht sich dasselbe durch

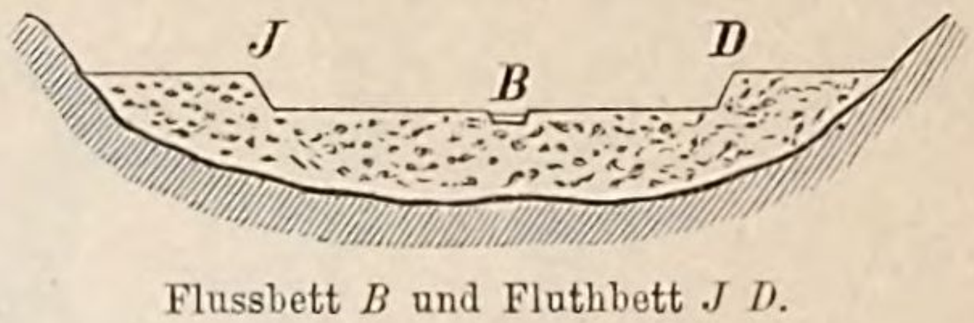
Fig. 54.



Thalbildung durch Erosion an dem Abhange eines Gebirges.

Herbeischaffung von Sand und Kies mehr und mehr ab. Der Querschnitt des Thales ist demnach hier ⌣förmig. Diese untere Strecke (*m B*) heisst im Gegensatz zu dem Berggebiet das Thalgebiet. Hier trifft man meist zwei Betten: ein Bett, in welchem sich der Fluss für gewöhnlich bewegt, das Flussbett (*B* in Fig. 55), und ein anderes, höher gelegenes, breiteres, das Fluth- oder Inundationsbett (*J D*), welches der Fluss nur bei Hochwasser erfüllt. Auch das letztere ist ein Werk des Flusses selbst; es entsteht, wenn dieser bei hohem Wogengang einen Theil der Alluvionen, welche er früher selbst gebildet hat, wieder fortreisst. In weiten, mit Alluvionen bedeckten Flussthälern führen mehrere Terrassen oder sogenannte Hochufer von den höheren Thalrändern nach dem Stromspiegel herab, so im Donauthal bei Wien, im Rheinthal zwischen Basel und Bingen, im Tessinthal bei Bellinzona und anderwärts.

Fig. 55.



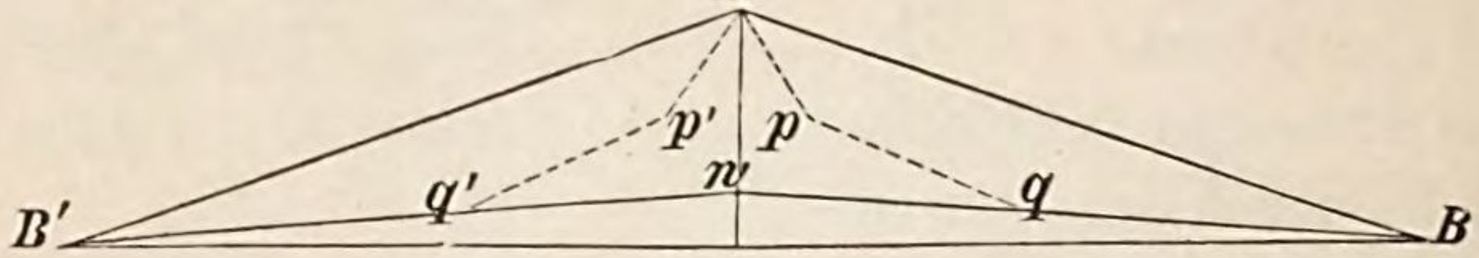
Flussbett *B* und Fluthbett *J D*.

Indem die Erosion weiter fortschreitet, wird das Berggebiet bis zu dem Punkte *n* (Fig. 54) und das Thalgebiet bis *o* zurückweichen. Erreicht endlich dieser Process den Gipfel des Abhanges *A*, also den Kamm des Gebirges, in dessen Nähe die Niederschläge am häufigsten sind, wo also auch die unablässig thätigen Bergwasser eine besondere Energie entfalten, so wird daselbst gewöhnlich ein enger Kessel mit streckenweise fast senkrechter Thalsohle ausgefurcht. Diesen Theil des Thalweges könnte man als die Region der Wasserfälle bezeichnen (I). Weiter abwärts folgt ein Thalabschnitt, der zwar nicht so schroffe Abstürze aufweist, aber immer noch abschüssig genug ist, um zahlreiche Stromschnellen hervorzurufen: die Region der Stromschnellen (II). Die unterste Partie des Thalweges endlich ist nur wenig geneigt; sie ist daher die Region des ruhigen Wasserlaufes (III). So lange die drei angegebenen Thalstrecken im Profil noch durch eine gebrochene Linie darzustellen sind, wie in Fig. 54, hat die Thalbildung noch keinen stabilen Zustand erlangt; der Thalweg, welcher gewissermassen die Resultante von der Kraft der Wasserbewegung und der Widerstandsfähigkeit des Bodens ist, wird erst dann in der vom Wasser geschaffenen Form verharren, wenn er die Gestalt einer Curve gewonnen hat, auf deren einzelnen Punkten sich überall die Kraft des Wassers und die Widerstandsfähigkeit des Bodens das Gleichgewicht halten.

Ragt ein Gebirge in die Region des ewigen Schnees empor, so wird bis zum Rande derselben die Erosionsthätigkeit des Wassers

aufgehoben. Hindert jedoch keine Firnschneebedeckung dasselbe, das Gebirge zu durchfurchen, so schreitet der Thalbildungsprocess auf beiden Seiten bis zum Grat des Gebirgszuges hinauf, wodurch der ursprüngliche breite Gebirgsrücken zwischen zwei an den Quellen sich berührenden Flüssen beider Abhänge zu einem schmalen, scharfrandigen Kamme (B' q' p' A p q B in Fig. 56) umgewandelt wird.

Fig. 56.



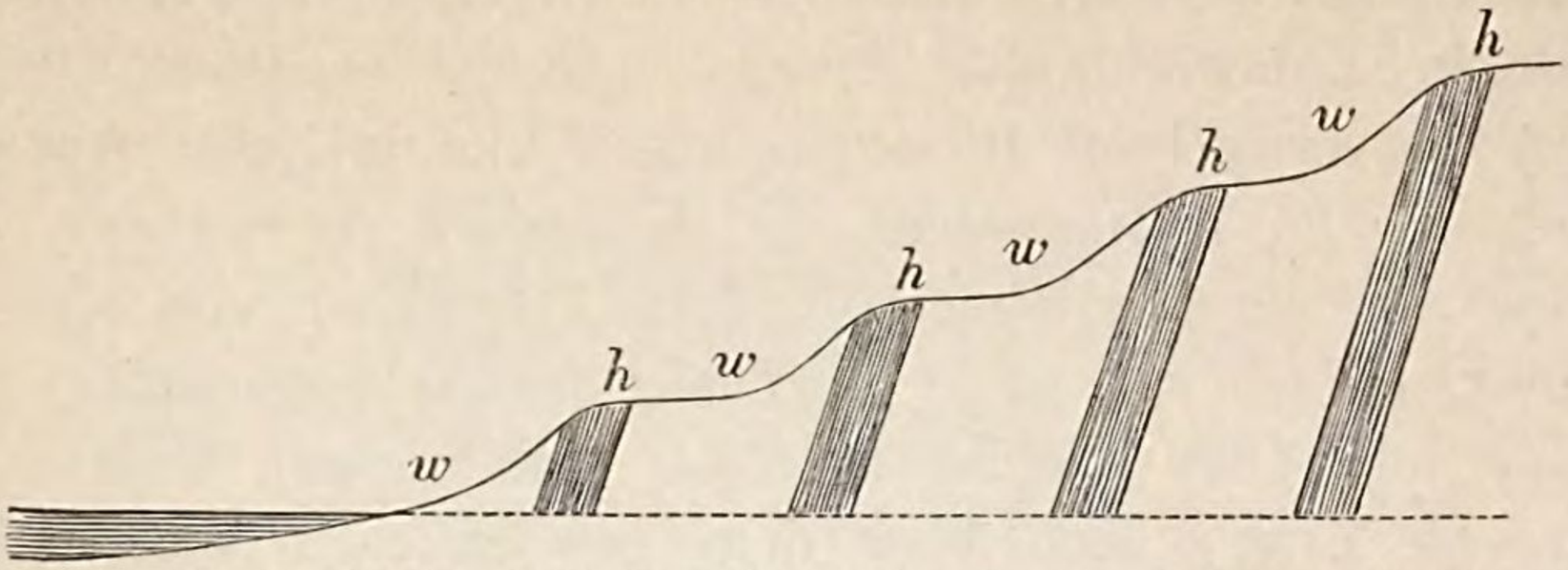
Thalbildung durch Erosion an beiden Abhängen eines Gebirges.

Bei fortdauernder Wirksamkeit des Wassers verschwinden die Regionen der Wasserfälle und Stromschnellen zu beiden Seiten des Kammes, und es bleibt zwischen den nach entgegengesetzten Richtungen laufenden Flussthälern nur eine niedrige Bodenanschwellung (B' w B) als Wasserscheide bestehen.

Wir haben bisher der Einfachheit wegen eine gleiche Widerstandsfähigkeit der Felsarten gegen die zerstörende Kraft des Wassers angenommen. Die Leistungen der Erosion, die zunächst mit der Wasserfülle und dem Gefälle eines Flusses wachsen, sind jedoch auch noch an andere Bedingungen geknüpft. Vor allem werden sie vermindert durch erhöhte Widerstandsfähigkeit der Felsarten, die natürlich nach der Beschaffenheit des Gesteins örtlich steigt oder sinkt. Wenn E die Erosionsleistung, m die Menge des Wassers, f das Gefäll und w den Widerstand oder die Härte der Felsarten bedeutet, so ist $E = \frac{m f}{w}$. An allen Stellen, wo sich ein Flusslauf unter irgend einem Winkel seinen Weg durch eine härtere Felsmasse bahnt, muss nothwendig eine Stauung der Erosion eintreten, die sich innerhalb dieses härteren Materials bei gleichzeitiger Einschnürung durch Stromschnellen oder Wasserstürze, oberhalb durch eine terrassenartige Ebnung der Thalsohle bei gleichzeitiger Erweiterung verräth. So gewährt das Tessinthal treffliche Beispiele von Thaleinschnürungen mit stürmischer Erosion und terrassenartigen, breiten Thalsohlen mit schwächerem Gefälle. Ist aber zuletzt der harte Querriegel von dem Flusse durchsägt, dann geht auch die Erosionspause für die weiter aufwärts befindliche zahme Thalstrecke zur Neige; denn rasch schreitet dann die Stromschnelle rückwärts, also aufwärts durch das weichere Gestein. Fig. 57 erläutert diesen Vorgang. Die Schichten aus leicht zerstörbarem Gestein sind mit w, die härteren mit h bezeichnet. Da die letzteren dem Wasser hartnäckig die Stirne

bieten, während die ersteren von ihm leicht aufgelöst und fortgeführt werden, so erscheinen jene stufenartig abgebrochen und jäh abstürzend,

Fig. 57.



Stufenförmige Absätze innerhalb eines Thalgrundes, der abwechselnd aus hartem (*h*) und weichem (*w*) Gestein besteht.

während das weiche Gestein, namentlich nach unten hin stets nahezu dasselbe Niveau besitzt wie der unmittelbar abwärts liegende Schichtenkopf des härteren Gesteins, durch welches das weichere gegen Wegschwemmung geschützt wird. Erst wenn jener Schichtenkopf durch die Gewalt des Wassers beseitigt ist, wirkt die Erosion auch innerhalb der weicheren Masse mit bestem Erfolg; doch bleibt der stufenförmige Charakter des ganzen Systems fort und fort bestehen, so lange der Fluss ein Gebirge hinter sich hat, d. h. so lange er ein Gefäll hat, also überhaupt Fluss bleibt.

Die zerstörende und transportirende Thätigkeit der Flüsse erweist sich am mächtigsten in den Bächen und Flüssen der Hochgebirge. Die von denselben herabeilenden Wildwasser sehen wir freilich meist in einer Jahreszeit, in welcher sie ziemlich harmlos und friedfertig sind, nämlich im Sommer. Ganz anders verhalten sie sich im Frühjahr, wo sie sich gewissermassen in höchster Ekstase befinden. Sie entfalten dann eine furchtbar verheerende Macht. So wenig man vielleicht sonst geneigt ist, weite, sonnige Thäler sich durch Erosion entstanden zu denken, so wird man doch die Möglichkeit einer derartigen Bildung nicht mehr in Zweifel zu stellen wagen, wenn man einmal die gewaltig angeschwollenen, heftig dahin brausenden Wildbäche der Hochgebirge im Frühjahr beobachtet hat. Unablässig benagt das Wasser den Felsen im Vorbeieilen und bearbeitet seine Ecken mit kleineren Steinen, die es ihm entgegenschleudert. So wird der scharfkantige Block immer runder; er isolirt sich zugleich mehr und mehr, bis er endlich einmal von den daherjagenden Fluthen entwurzelt, kopfüber hinabgestürzt und hinabgerollt wird. Vermöge ihres raschen Gefälls, d. i. vermöge der ihnen innewohnenden bedeutenden Stosskraft bewegen jene Wildwasser schwere Blöcke, deren specifisches Gewicht etwa 2 bis 3 ist, um so leichter thalabwärts, als dieselben ganz in das Wasser getaucht sind, also

die Hälfte oder ein Drittel ihres Gesammtgewichts verlieren und somit einer relativ geringen Kraft bedürfen, um fortgerissen zu werden. Die Fluth des Bagnethales (in Wallis, östlich vom Combin, von der Dranse durchflossen) hat im Jahre 1818 Blöcke von mehreren tausend Cubikfuss Inhalt in das Hauptthal nach Martigny getrieben. Auch im August 1834 vermochten die durch Regen und schnelles Abschmelzen der Gletscher hoch angewachsenen Schweizer Alpenflüsse, obgleich weit schwächer als die Bagnefluth, doch Felsmassen von 4000 Cubikfuss (138 Cubikmeter) weit in die Thäler hinabzutransportiren. Blöcke von mehr als 1000 Cubikfuss (34,5 Cubikmeter) Grösse wurden 12 Fuss (4 Meter) hoch über dem gewöhnlichen Wasserstand auf andere Blöcke abgesetzt und sind daher nicht nur fortgewälzt, sondern aufgeschnellt oder schwebend getragen worden [1]). Für gewöhnlich gilt dies jedoch nur von dem Schlamm und Sand; grössere Gesteinsstücke werden wohl meist auf dem Boden fortgerollt und fortgeschoben. Es sei hierbei noch an folgende höchst bemerkenswerthe Thatsache erinnert, welche dem kühnen Edward Whymper von dem Führer Reynaud am Wachtfeuer bei der Besteigung des Pelvoux (Dauphiné) mitgetheilt wurde. Wenn die Durance im Frühling zur Schneeschmelze geschwollen ist, bringt sie bisweilen so viele Felsblöcke mit herunter, dass man an der Stelle, wo sie durch die enge Schlucht von La Bessée strömt, gar kein Wasser, sondern bloss Steine sieht, welche über einander hinwegstürzen, sich gegenseitig zu Staub zerreiben und soviel Funken schlagen, dass sich der Strom im Feuer zu bewegen scheint [2]).

Welch weite Wanderungen solche losgesprengte Gesteinsstücke oft zurücklegen, das lehrt uns eine Betrachtung der Crau [3]) (im Alterthum campi lapidei), einer Ebene zwischen dem Grossen Rhône und den Hügeln von Salon und Saint Chamas südöstlich von Arles, welche wegen ihrer Luftspiegelungen und ihres öden, wüstenähnlichen Charakters im Sommer wohl auch die französische Sahara genannt wird. Die etwa 980 Quadratkilometer grosse Bodenfläche ist vollständig mit dicken, ovalen, auf einer röthlichen, sehr fein zertheilten Erde ruhenden Kieseln bedeckt. Die Grösse derselben schwankt zwischen der Dicke einer Faust und der eines grossen Kürbis oder eines Pferdekopfes. Neun Zehntel dieser Steine gehören zu den Quarziten; hierauf sind noch am reichlichsten vertreten grüne Serpentine, Hornblenden derselben Farbe,

[1]) B. Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern, Chur und Leipzig 1844. Bd. I, S. 107 f.

[2]) Edward Whymper, Berg- und Gletscherfahrten in den Alpen. Braunschweig 1872. S. 36.

[3]) Von dem keltischen Worte craï, welches Stein bedeutet.

Kiesel von glasigem Quarz, ferner quarzhaltige Porphyre, rosenrothe Feldspathgranite, rothe Sandsteine und endlich ganz kleine schwarze Kalksteine. Dabei zeigt sich, dass die Kiesel um so gemeiner und dicker werden, je härter das Material ist, aus dem sie gebildet sind. Den Ursprung dieser Kiesel muss man ohne Zweifel in Gebirgen suchen, die aus krystallinischen Felsen aufgebaut sind, d. h. in den Alpen, wo alle jene Gesteine anstehend sind. Zwei grosse Wasserläufe haben sie nur in die Ebenen der Crau herabtragen können: der Rhône oder die Durance. Allein der jetzige Rhône führt unterhalb seiner Spaltung in den Grossen und Kleinen Rhône (bei Arles) keine Kiesel mehr mit sich; auch weisen die Serpentine, die Varioliten, welche besonders in den nördlichen Ablagerungen vorkommen, darauf hin, dass die Crau aus dem Thale der Durance mit Kieseln überschüttet wurde. Lamanon, der bekannte Begleiter Lapérouse's auf dessen Weltumseglung, hat zuerst diese Ansicht begründet. Er sammelte mit Sorgfalt die Kiesel der Crau und unterschied unter denselben 19 Spielarten. Hierauf zog er der Durance entlang bis zu deren Quelle aufwärts und beobachtete hierbei, dass sich oberhalb jedes Zuflusses der Durance die Zahl dieser Kieselvarietäten verminderte. Nun ging er das Thal jedes dieser Nebenflüsschen hinauf und fand an ihren Ufern die Felsen anstehend, denen die Kiesel der Crau entstammen. Im Jahre 1859 wiederholten Charles Martins und E. Desor nach vorheriger genauer Bestimmung der Rollkiesel in der Crau die nämliche Wanderung mit folgendem bemerkenswerthen Ergebniss: Je mehr sie thalaufwärts vordrangen, desto mehr nahmen die Kiesel, welche der Fluss in seinem Bette bewegt, an Umfang zu und zwar genau im umgekehrten Verhältniss zu ihrer relativen Härte. Im oberen Theile des Flusslaufes waren die Steine eckig, würfelförmig, prismatisch, im unteren hingegen abgeschliffen, elliptisch, bohnenförmig. Martins meint, dass die Gewalt der gegenwärtigen Gewässer der Durance diese Gesteinsmassen nicht herabzuwälzen vermochte, dass sie vielmehr von den viel mächtigeren Diluvialströmen hinweggeschwemmt wurden, welche einst aus dem das Thal der Durance bis Chateau Arnoux erfüllenden Gletscher hervorbrachen; jene Kiesel aber gehörten zur Endmoräne desselben [1]). Demnach mögen die Kräfte, welche die Durance entfaltet, schon seit vielen Jahrtausenden wirksam gewesen sein und in früheren Zeiten vielleicht noch weit energischer als in der Gegenwart.

Die angeführten Kraftproben, welche die Wildwasser unserer Hochgebirge liefern, lassen uns ahnen, wie es hier dem Wasser möglich

[1]) Charles Martins, Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1868. Bd. II, S. 135—149.

ward, mit kräftiger Hand die tiefsten Furchen in die Gebirgsmassive zu ziehen und ihrem stolzen Bau ein ruinenhaftes Aussehen aufzuprägen. An diese Allgewalt des Wassers wird der Alpenwanderer von Schritt zu Schritt gemahnt. Besonders grossartig tritt ihm dieselbe entgegen im Reussthal, wo sich die Strasse zur Teufelsbrücke und zum Urnerloch hinaufwindet, gebohrt in ein mächtiges granitisches Riff, das einst das Thal vollkommen absperrte, bevor der Schnitt der Reuss begann [1]). Gleich grossartig ist die von 400 Meter hohen, fast senkrecht sich erhebenden Kalkfelsen gebildete Via mala, sowie die noch engere, von 200 Meter hohen Felswänden umrahmte Taminaschlucht, von denen die erstere vom Hinterrhein, die letztere von der Tamina durchtobt wird.

Noch gewaltiger als in den Alpen sind nach dem Berichte R. v. Schlagintweit's die Erosionserscheinungen im Himalaya, wo die Bergbäche hie und da 1000 Meter tiefe, enge Thalrinnen ausgefurcht haben. Aber auch diese werden in den Schatten gestellt durch jene Thalschluchten Nordamerika's, für welche die an malerischen Namen für Reliefformen wunderbar reiche spanische Sprache den schönen Ausdruck Cañon hat. Cañon bedeutet nämlich eigentlich den Lauf eines Feuergewehres und das Rohr eines Brunnens. Merkwürdig sind besonders die Cañons des Colorado und seiner Nebengewässer (Vereinigte Staaten). Auf einer Länge von 75 geographischen Meilen zwischen dem 110. und 115. Grad w. L. v. Gr. haben sich der Strom und seine Geschwister enge Gehäuse mit lothrechten Felswänden von 1000 bis 2000 Meter Tiefe ausgefeilt, oben durch Kalklager und andere Schichten der Steinkohlenformation, weiter unten 150 bis 300 Meter tief durch noch ältere paläozoische Felsarten und zuletzt durch festen Granit, der bisweilen noch in Klippen und Nadeln aufragt. Wo es gelingt, die Höhe dieser Wände zu ersteigen, übersieht man eine glatte Ebene, welche wenig von den tiefen mäandrischen Einschnitten errathen lässt.

Balduin Möllhausen entwirft von einer solchen Schlucht im Coloradogebiete folgende ergreifende Schilderung: „Wir standen hart am Rande des Plateaus, und die grausige Tiefe öffnete sich unmittelbar vor unseren Füssen. Schüchtern schauten wir hinab auf das nahe an 2000 Fuss (600 Meter) tief gelegene dunkelrothe Bette des trockenen Bassins; in unzähligen Windungen, ähnlich phantastischen Arabesken, zogen sich die verschiedenen Wasserrinnen dahin. Vor mir aus schauerlicher Tiefe thürmten sich die Formationen verschiedener Epochen (der Steinkohlenformation) über einander, deutlich erkennbar

[1]) L. Rütimeyer, Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. S. 25.

an den grellen Farbencontrasten, jede einzelne Schicht ein Weltalter bezeichnend. Senkrecht standen die Wände, als ob die geringste Erschütterung sie hinabzustürzen vermöchte, und wie eine Mahnung an die Unendlichkeit erschienen mir die Merkmale, die klar bewiesen, dass der fallende Wassertropfen die Schlünde bildete, welche mir von allen Seiten entgegenstarrten. Ich sass und zeichnete und blickte zugleich sehnsüchtig hinüber nach der hohen Felswand, die sich in der Entfernung von ungefähr 20 englischen Meilen (über 4 geographische Meilen) aus der Ebene erhob und an deren Fuss der Kleine oder der Grosse Colorado vorüberschäumen musste. Beide Flüsse konnten sich nach unserer Berechnung in jener Breite nicht über 1500 Fuss (460 Meter) hoch über dem Meeresspiegel befinden, und da 9000 Fuss (2740 Meter) die Erhebung des Plateaus war, so musste das eigenthümliche Bild verborgen vor uns liegen, in welchem ein Fluss sich zwischen senkrechten Wänden von 7000 und mehr Fuss (über 2100 Meter) dahindrängt oder in stufenweisen, unmittelbar auf einander folgenden Fällen den Höhenunterschied überwindet[1]).“

Ehe wir die höheren Gebirgsregionen, den Schauplatz der gewaltigsten Erosionsthätigkeit der Flüsse, verlassen, sei noch auf drei eigenthümliche Erscheinungen hingedeutet, welche hier durch die abrinnenden Meteorwasser geschaffen werden.

Wir nennen an erster Stelle die Riesenkessel oder Riesentöpfe. Sie entstehen da, wo ein rasch dahineilender Giessbach auf seinem Wege eine Vertiefung im Felsen antrifft, namentlich aber am Fusse von Wasserfällen. Hier bildet sich zunächst ein Wasserwirbel. Gelangen nun die durch das Wasser mit fortgerissenen Gerölle und Gesteinsblöcke zufällig in jene Vertiefung, so werden sie eine Zeit lang in kreisender Bewegung erhalten. Sie bohren sich immer tiefer und tiefer in das Gestein und arbeiten runde Höhlungen mit glatten Wänden in das härteste Material, wobei gleichzeitig auch das als Bohrmaterial dienende Gestein mit abgeschliffen wird. Oft erreichen diese Riesenkessel eine Tiefe von mehreren Metern, bisweilen selbst von mehr als 10 Metern. Besonders häufig sind sie in Skandinavien[2]) und Finnland, wo sie meist in Granit und Gneiss eingebohrt sind. In dem trockenen Sommer des Jahres 1857 wurde eine grosse Menge solcher cylindrischer Aushöhlungen an den Felsplatten des Rheinfalls bei Schaffhausen beobachtet. Man findet sie ferner an der Brücke,

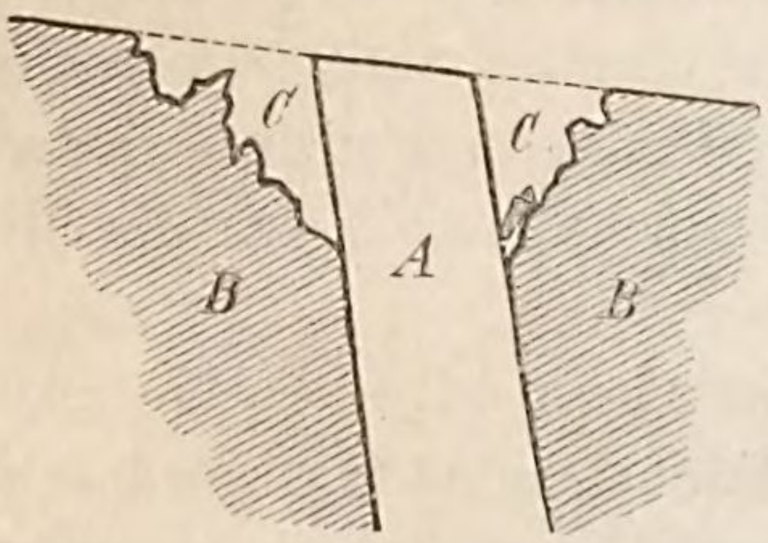
[1]) Balduin Möllhausen, Reisen in die Felsengebirge Nordamerika's. Leipzig 1861. Bd. II, S. 99 ff. nebst Abbildung.

[2]) Vgl. W. C. Brögger und H. H. Reusch in Christiania über „Riesenkessel bei Christiania“ in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Bd. XXVI (1874), S. 783–815.

welche oberhalb Handeck über die Aar führt[1]), im Gletschergarten von Luzern[2]), bei Gastein und an der Salzach bei Golling[3]).

Eine andere bemerkenswerthe Erosionswirkung tritt uns in gewissen schmalen, isolirten, wandartig gestalteten Felsbildungen entgegen. Werden nämlich leicht zerstörbare Gesteinsmassen zu beiden Seiten einer härteren Gesteinsschicht hinweggeschwemmt, so bleiben mauerartige Ueberreste der letzteren stehen. So berichtet uns z. B. Edward Whymper[4]) aus dem Alpengebiete: Wenn von Gletschern geglättete Felsen, die von Quarzadern durchzogen sind, den Einflüssen der Sonne, des Frostes und vor allem des Wassers ausgesetzt sind, so dauert es nicht lange, bis der Quarz seine grössere Widerstandsfähigkeit zu bewahren beginnt. Ist er von Gneisslagern umgeben, so leidet der mit ihm in Berührung kommende Gneiss bald. Von den Verbindungspunkten der beiden Steinarten strahlen kleine Risse über die Oberfläche des weicheren Stoffes aus. In diese schmalen Spalten dringt Wasser ein, dehnt sich bei Frost aus und spült, wieder flüssig geworden, von dem zersprengten Gestein ein Korn nach dem andern hinweg, bis endlich, wie in Fig. 58 bei *C*, kleine Schluchten ausgegraben sind, die auf beiden Seiten der Quarzader *A* liegen. In Grönland sah Whymper Gneiss, der neben Quarzadern bis zu $^2/_3$ Meter Tiefe weggefressen war. Die grossartigste Erscheinung dieser Art ist wohl der Pfahl im Bayrischen Walde.

Fig. 58.



A hartes Gestein (Quarz).
B weiches Gestein (Gneiss).
C durch Wasser gebildete Klüfte.

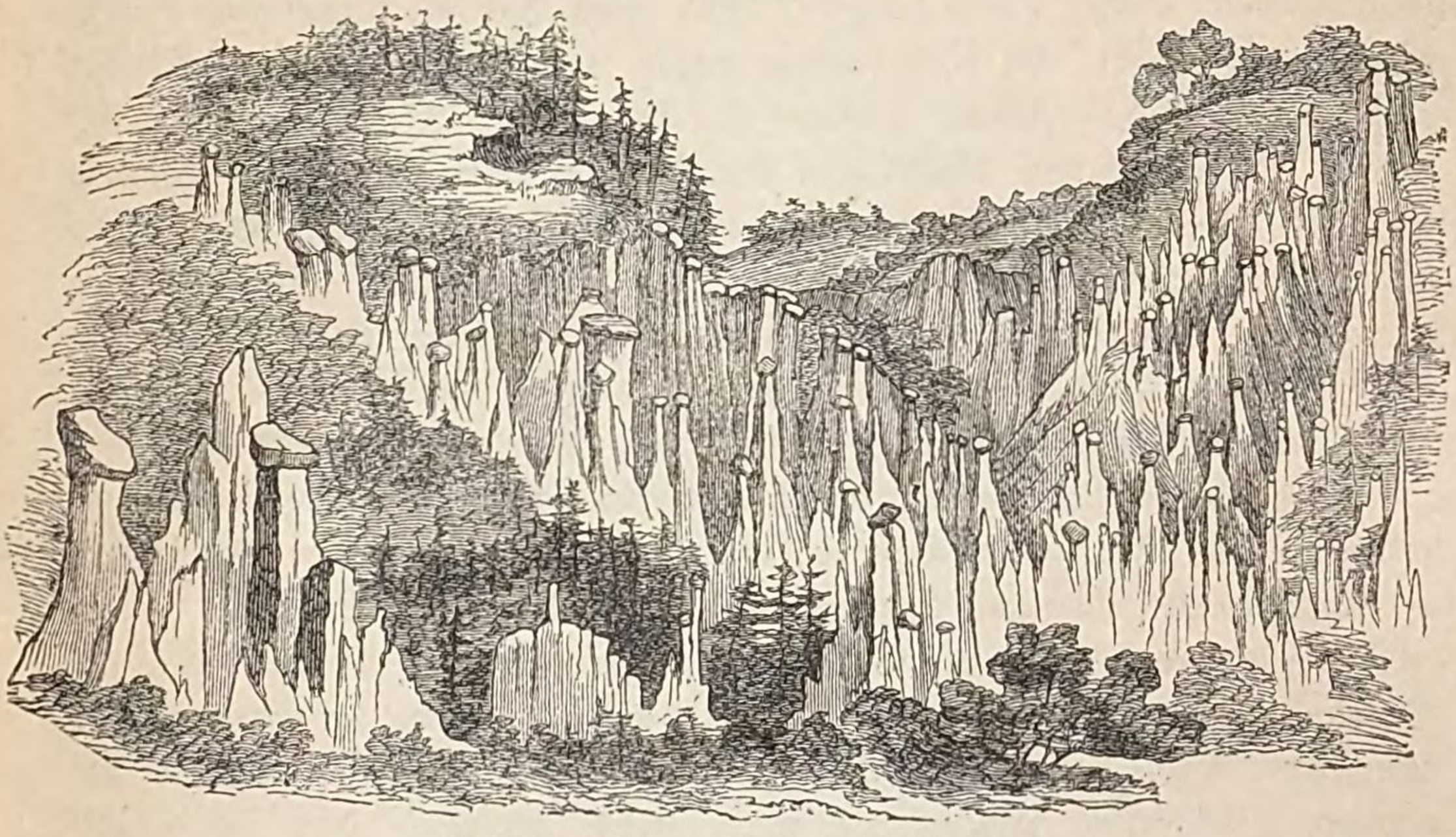
Ferner weisen verschiedene vulcanische Gebiete Lavamassen auf (in Island als „Teufelsmauern“ bezeichnet), deren Nachbargesteine längst dem Zahne der unablässig nagenden Meteorwasser erlegen sind, während sie selbst sich hartnäckig behauptet haben.

Eine dritte auffallende Schöpfung der Erosion sind die Erdpyramiden. Sie finden sich im Gegensatz zu den Riesentöpfen nicht in hartem Gestein, sondern in lehmig-sandigen Schuttanhäufungen. Einige grössere, in die Schuttmasse eingebettete Steine schützen wie Schirme die darunter ruhenden weicheren Massen gegen die ein-

[1]) E. Desor, Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden 1865. S. 106.
[2]) Heim, Ueber den Gletschergarten in Luzern. 1873.
[3]) J. Hann, F. v. Hochstetter und A. Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Prag 1872. S. 166.
[4]) Berg- und Gletscherfahrten in den Alpen. Braunschweig 1872. S. 407.

dringenden Meteorwasser. Während daher der lose Schutt an den dem Wasser zugänglichen Stellen von diesem fortgeführt wird, bleiben an den von den Steinen überlagerten Stellen schlanke Säulen oder spitzpyramidale Partien des lehmig-sandigen Schuttes stehen, welche an ihrer Spitze eine Steinkappe tragen. Man begegnet den Erdpyramiden mehrfach im südlichen Tirol; von besonderer Schönheit sind diejenigen am Finsterbach bei Klobenstein unweit Botzen. Das Thal

Fig. 59.



Die Erdpyramiden am Finsterbach bei Botzen.

dieses Baches ist von Porphyrwänden umschlossen; doch ist es zum Theil mit Moränenschutt ausgefüllt und zwar mit feiner Erde, in welche hie und da ein Felsblock eingeschaltet ist. Mitten durch die Moräne zog der Finsterbach eine Furche, und an ihm erheben sich bunt durcheinander 3 bis 20 Meter hohe, dünne und dicke Säulen von thoniger Erdmasse wie die Bäume eines Waldes.

Treten uns die Spuren der Erosion in den Gebirgen, insbesondere in den Hochgebirgen, in ebenso grossartiger als unzweideutiger Weise entgegen, so erscheinen sie weit weniger klar ausgeprägt in den vor den Gebirgen sich ausbreitenden Ebenen. Und doch üben die Flüsse, obwohl nicht mehr mit den Kräften der jugendfrisch dahinbrausenden Bergwasser ausgestattet, in dem lockeren Material der Ebene gleichfalls erfolgreich ihre Erosionsthätigkeit aus.

Schon längst hatte man in Europa beobachtet, dass viele Flüsse nach rechts streben und hauptsächlich ihr rechtes Ufer stark benagen. Als die Ursache hiervon hat K. E. v. Baer bereits im Jahre 1860 die Rotation der Erde bezeichnet und jenen Vorgang in nachstehender Weise

erklärt. Die Erde dreht sich in der Richtung von West nach Ost um ihre Axe; natürlich geschieht dies mit einer für die einzelnen Punkte der Erdoberfläche sehr verschiedenen Geschwindigkeit. Vom Aequator, wo die Geschwindigkeit 464 Meter in der Secunde beträgt, sinkt sie allmählich herab auf 0 Meter an den Polen. Nun bringt ein Körper, der sich vom Aequator nach dem Pol, also auf unserer Halbkugel nach Norden bewegt, seine grössere Drehungsgeschwindigkeit mit nach höheren Breiten, sucht also dort mit grösserer Schnelligkeit als seine Umgebung nach Osten vorzudringen. Ein nach Norden fliessender Strom wird somit durch die Erdrotation gegen sein rechtes Ufer gedrängt und erodirt daher dieses stärker als das linke. Geht hingegen ein Strom der nördlichen Halbkugel von Norden nach Süden, so gelangt er nach Breiten mit grösserer Drehungsgeschwindigkeit; seine Ufer eilen gleichsam voraus; der Druck des Stromes und seine grössere zerstörende Kraft ist daher nach Westen, d. h. wieder gegen das rechte Ufer gewandt. Auf der südlichen Halbkugel werden aus gleichen Gründen die linken Stromufer mehr angegriffen als die rechten.

Das Baer'sche Gesetz, welches soeben erläutert wurde, ist eine so unbestreitbare Wahrheit, dass es, wenn auch alle Erscheinungen damit in Widerspruch ständen, dennoch als vorhanden gelten müsste. Wenn auf der ganzen Erde das Gefäll ganz gleichmässig vertheilt und die Erdrinde aus gleich weichem Erdreich gebildet wäre, so müssten alle von Nord nach Süd oder von Süd nach Nord laufenden Ströme auf unserer Halbkugel fortdauernd nach rechts rücken. Nur ist es die Frage, ob die Kraft, mit welcher dieselben ihre rechten Ufer benagen, unter den thatsächlichen Verhältnissen stark genug ist, eine merkbare Wirkung auf die Ufergestaltung auszuüben.

Für die Richtigkeit des Baer'schen Gesetzes scheinen folgende Thatsachen zu sprechen: Da nach demselben auf der nördlichen Halbkugel immer das rechte Ufer steil, das linke hingegen flach sein müsste, so hätten wir für gewöhnlich die meisten Städte auf dem gegen Ueberschwemmungen geschützten rechten Ufer zu suchen. In der That liegen am linken Ufer der Wolga von Kasan an nur 4 Städte, während sich auf dem rechten mehr als 30 befinden. Dieselbe Wahrnehmung bietet sich an den Ufern des Don, wo die Kosaken-Stanizen grösstentheils auf dem rechten Ufer stehen, und ebenso an denen des Dnjepr [1]). Ferner besitzt die nach Süd abfliessende Kama fast nur auf der Westseite hohe Steilufer, während sich an den nach Nord gehenden Flüssen Westsibirien's, wie Ischim, Irtysch, Ob u. a.,

[1]) Karl Ernst v. Baer, Reden gehalten in wissenschaftlichen Versammlungen und kleinere Aufsätze vermischten Inhalts. II. Theil. Studien aus dem Gebiete der Naturwissenschaften. St. Petersburg 1876. S. 125—128.

in der Regel das Steilufer auf der Ostseite erhebt [1]). In ganz Oberägypten breitet sich zwischen dem linken Nilufer und dem Libyschen Gebirge überall ein weites, flaches Uferland aus; hingegen tritt die Arabische Kette mit ihren senkrechten Felswänden häufig unmittelbar bis an den Strom heran [2]). Um endlich noch ein Beispiel von der südlichen Halbkugel anzuführen, wo natürlich das allmähliche Vorrücken des Flusslaufes im entgegengesetzten Sinne erfolgen muss wie auf der nördlichen, fügen wir hinzu, dass der Paraguay wie der Paraná ihr Strombett beständig von West nach Ost verschoben haben. Das östliche Ufer ist in der Regel eine hohe Bank, welche der Fluss untergraben hat, während gegen Westen allein Inselschwärme vorkommen [3]).

Eine noch jetzt fortschreitende Ausnagung des einen Ufers im Sinne des Baer'schen Gesetzes zeigt sich nirgends schöner als an der Wolga. Von ihrem rechten Ufer berichtet uns K. E. v. Baer [4]): Es sind nicht nur einzelne Gebäude, wie ein Kloster bei Nischnii-Nowgorod und ein anderes bei Astrachan an dem Wolgaarme Bolda, in's Wasser gestürzt, weil der Boden unter ihnen unterwaschen war. Von der kleinen Stadt Tschernyi-Jar ist ein Wall, sowie die eine Seite einer Strasse ebenfalls von der Wolga zerstört worden, und den ehemaligen Kirchhof fand v. Baer halb eingerissen. Doch ist Tschernyi-Jar schon einmal verlegt worden, weil sich ergab, dass es auf unsicherem Boden erbaut worden war, und die grössere und pittoreske Stadt Simbirsk steht in steter Gefahr, dasselbe Schicksal zu erleiden. In Sibirien mussten mehrere Ansiedelungen aus ähnlichen Gründen bald ihre ursprünglichen Plätze mit anderen vertauschen.

K. E. v. Baer selbst scheint nicht davon überzeugt gewesen zu sein, dass die erwähnten Thatsachen ausschliesslich dem seitlichen Druck des von Nord nach Süd sich bewegenden Wassers zuzuschreiben sind; denn er setzt vorsichtig hinzu: Im allgemeinen aber liegen die Städte an der Wolga doch seit Jahrhunderten auf derselben Stelle und liefern den Beweis, dass das Andrängen des Stromes nach der rechten Seite nur sehr langsam wirkt. Wir müssen noch hinzufügen, dass auch Ausnahmen von der Regel durchaus nicht selten sind, indem das vom Wasser beständig unterwühlte Steilufer nicht der rechten, sondern der linken Stromseite angehört. B. v. Cotta [5]) entdeckte im

[1]) Bernhard v. Cotta im Ausland 1869, S. 291.

[2]) Alfred v. Kremer, Aegypten. Leipzig 1863. Bd. I, S. 11 f.

[3]) Nach Thomas J. Page, La Plata, the Argentine Confederation and Paraguay (London 1859) im Ausland 1859, S. 947.

[4]) l. c. S. 127 f.

[5]) Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig 1871. S. 63.

Jahre 1869 an der Wolga und am Don mehrere solche Ausnahmen, ebenso am Ob (z. B. bei Barnaul) und an der Kama (bei Perm). Er hebt ausserdem noch hervor, dass die russischen und sibirischen Flüsse ihre hohen Steilufer vor allem dem orographischen Bau jener Gebiete verdanken; die Seitenlage der Steilufer ist bei ihnen meist durch den Weg bedingt, den sich das Wasser ursprünglich zum Ablauf gewählt hat. Im übrigen aber dürfte es wohl häufig sehr schwer zu entscheiden sein, welcher Effect hierbei der Rotation der Erde oder der erodirenden Thätigkeit der Ströme an der convexen Seite ihrer Krümmungen zuzuerkennen ist (vgl. S. 389 ff.).

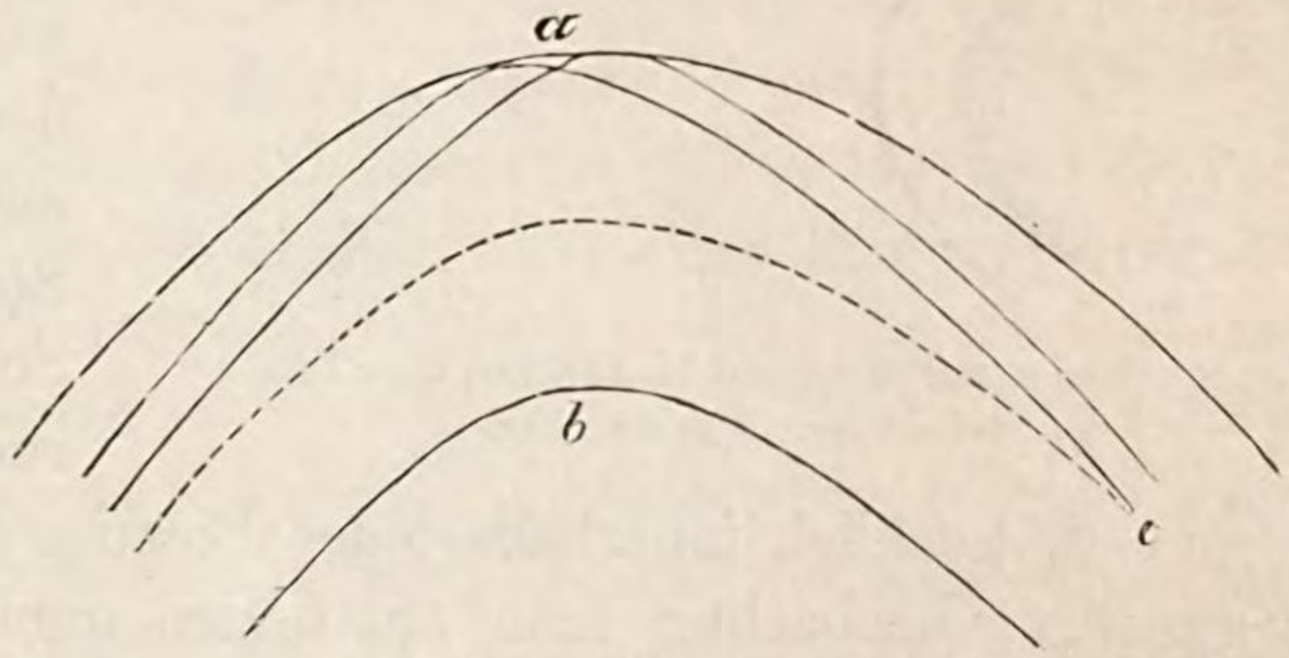
Wie unbedeutend der durch die Erdrotation hervorgerufene seitliche Druck ist, hat Babinet gezeigt [1]). Er berechnete nämlich den constanten Druck, mit welchem in der Breite von Südfrankreich jeder in der Richtung der Meridiane ziehende Fluss in Folge der Erdrotation gegen sein rechtes Ufer gedrängt wird, und es ergab sich für denselben nur ungefähr $^1/_{100\,000}$ desjenigen Druckes, welchen ein ebenso breites als tiefes Wasser durch seine Schwere ausübt; für einen 10 Kilometer breiten Strom ist also diese Kraft nicht grösser als der Druck eines 1 Decimeter tiefen Baches auf sein Bett. Nun lässt sich zwar für jede Breite ermitteln, um wieviel jedes Wassertheilchen von seiner ursprünglichen Richtung abgelenkt wird, wenn es keine ausser-gewöhnlichen Hindernisse zu überwältigen hat; den Effect der Ausspülung festzustellen, ist jedoch deshalb unmöglich, weil hier zu viele Factoren (Härte und Lagerung des Ufergesteins, Flusskrümmungen, Grösse des Gefälles u. a.) mit im Spiele sind. Zwar führen, wie dies Sir Charles Lyell zuerst in Beziehung auf geologische Vorgänge schlagend erwiesen hat, kleine Ursachen, welche während langer Zeiträume unausgesetzt thätig sind, schliesslich auch zu grossen Wirkungen. Ist jedoch diese Ursache unendlich klein und wird ihre Kraft immer sofort aufgehoben (d. h. hier in Wärme verwandelt), wie dies z. B. von einem leichten Wellendruck gilt, welcher gegen ein festes Felsufer gerichtet ist, so dürfen wir keinen sichtbaren Erfolg erwarten. Demnach wäre es wohl denkbar, dass die Benagung der rechten Flussufer auf leicht zerstörbaren Sand- und Lehmschichten eine merkbare Grösse erreichen kann, namentlich in höheren Breiten, wo der Rotationsunterschied schnell wächst. Hingegen wird sie auf felsigem Terrain kaum jemals irgend welche deutlich wahrnehmbaren Spuren hinterlassen. Da die obigen Bedingungen für die südrussischen und sibirischen Ströme erfüllt sind, so ist bei ihnen ein Einfluss der Erdrotation auf die Ufergestaltung nicht ganz unmöglich [2]).

[1]) Comptes rendus, Tome XLIX (1859), p. 769 sq.
[2]) B. v. Cotta, l. c. S. 61 ff.

Viel schärfer treten diejenigen Veränderungen des Stromlaufes hervor, welche innerhalb einer Stromcurve durch seitlichen Anprall des Wassers an den ausgebuchteten Uferrand hervorgerufen werden.

So lange der Weg des Stromes ein annähernd geradliniger ist, fliesst jedes der einzelnen Wassertheilchen parallel den Ufern ab; an einer Biegung angelangt folgt jedoch irgend ein gegebener Punkt im Wasser nicht mehr einfach den Windungen des Flussbettes, sondern sucht zunächst dem Gesetz der Trägheit entsprechend seine bisherige Richtung beizubehalten. Er prallt bei *a* (Fig. 60) an das Stromufer und wird hierauf gegen *c* hin reflectirt. Die auf diese Weise zurückgeworfenen Wasser wenden sich nun nach der anderen Seite des Stromes, wo sie von neuem umlenken, um abermals den Strom zu durchkreuzen. Wir haben es also mit einer pendelartigen Bewegung zu thun; würde der Stromlauf keinerlei besonderen Hindernissen begegnen, so müsste jede Oscillation eine andere im entgegengesetzten Sinne nach sich ziehen.

Fig. 60.

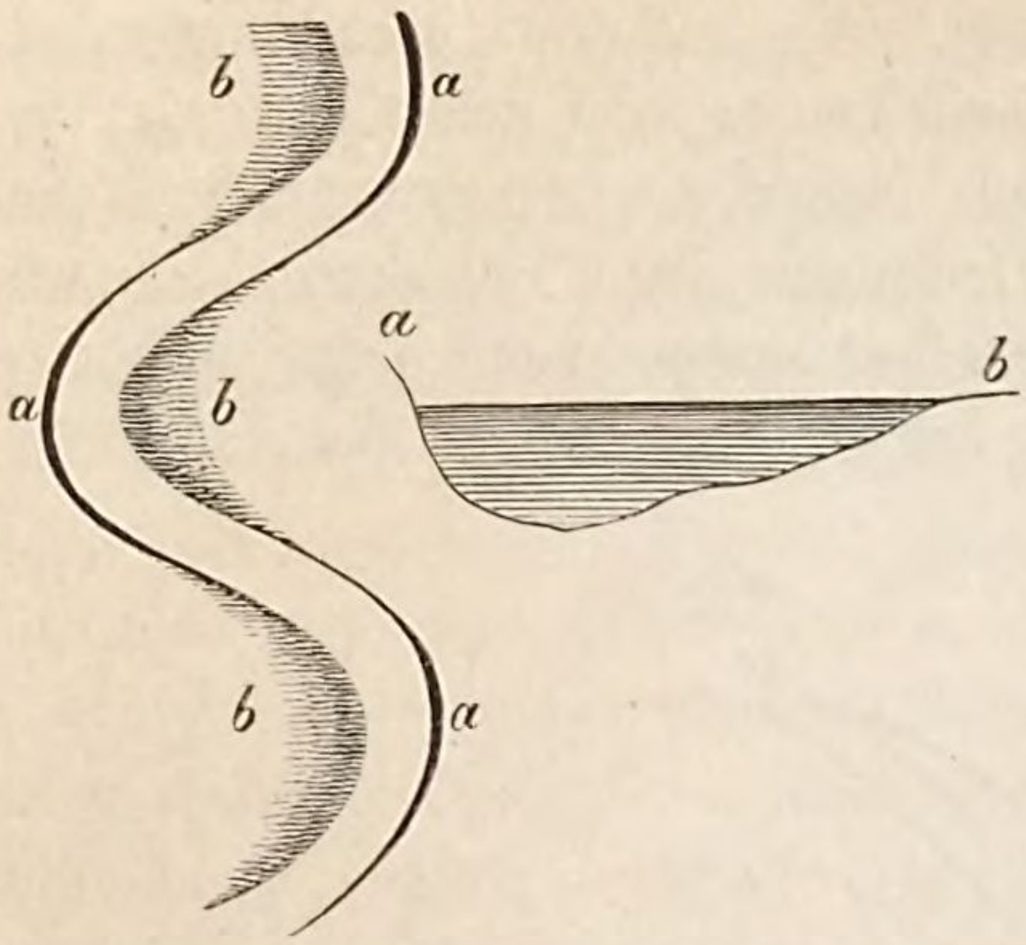


Die Wasserbewegung innerhalb einer Stromkrümmung.

Aber die Wasser des Stromes begnügen sich nicht damit, von Schritt zu Schritt bald gegen das eine, bald gegen das andere Ufer einen Stoss auszuführen; sie benagen diese gleichzeitig an der convexen Seite jeder Stromkrümmung und arbeiten daher hier ununterbrochen an der Vergrösserung der Stromcurve, sowie an der Versteilerung des Ufers, während der Strom auf der concaven Seite (bei *b*), wo offenbar ein relativ todter Raum entsteht, unter Umständen das transportirte Bodenmaterial ablagert. Das Ergebniss einer derartigen Stromthätigkeit bringt Fig. 61 zur Darstellung. Das steile Ufer *a* ist durch verstärkten Strich, das flache *b* durch Schraffen bezeichnet. Das Querprofil zeigt uns den Durchschnitt des Flussbettes. Demnach liegt der sogenannte Thalweg, d. h. die Linie, welche die tiefsten Punkte des Strombettes mit einander verbindet, nicht in der Mitte des Stromes, sondern nähert sich immer der convexen Seite desselben; er befindet sich also bald auf der einen, bald auf der anderen Seite der Mittellinie. Da der Strom vertical über dem Thalweg seine grösste Geschwindigkeit entfaltet (vgl. S. 372), so muss der Stromstrich (die Linie der schnellsten Be-

wegung auf der Oberfläche) schon aus diesem Grunde die Mittellinie bei jeder Stromcurve nach der Seite des convexen Stromufers überschreiten (vgl. hierzu Fig. 46 auf S. 347).

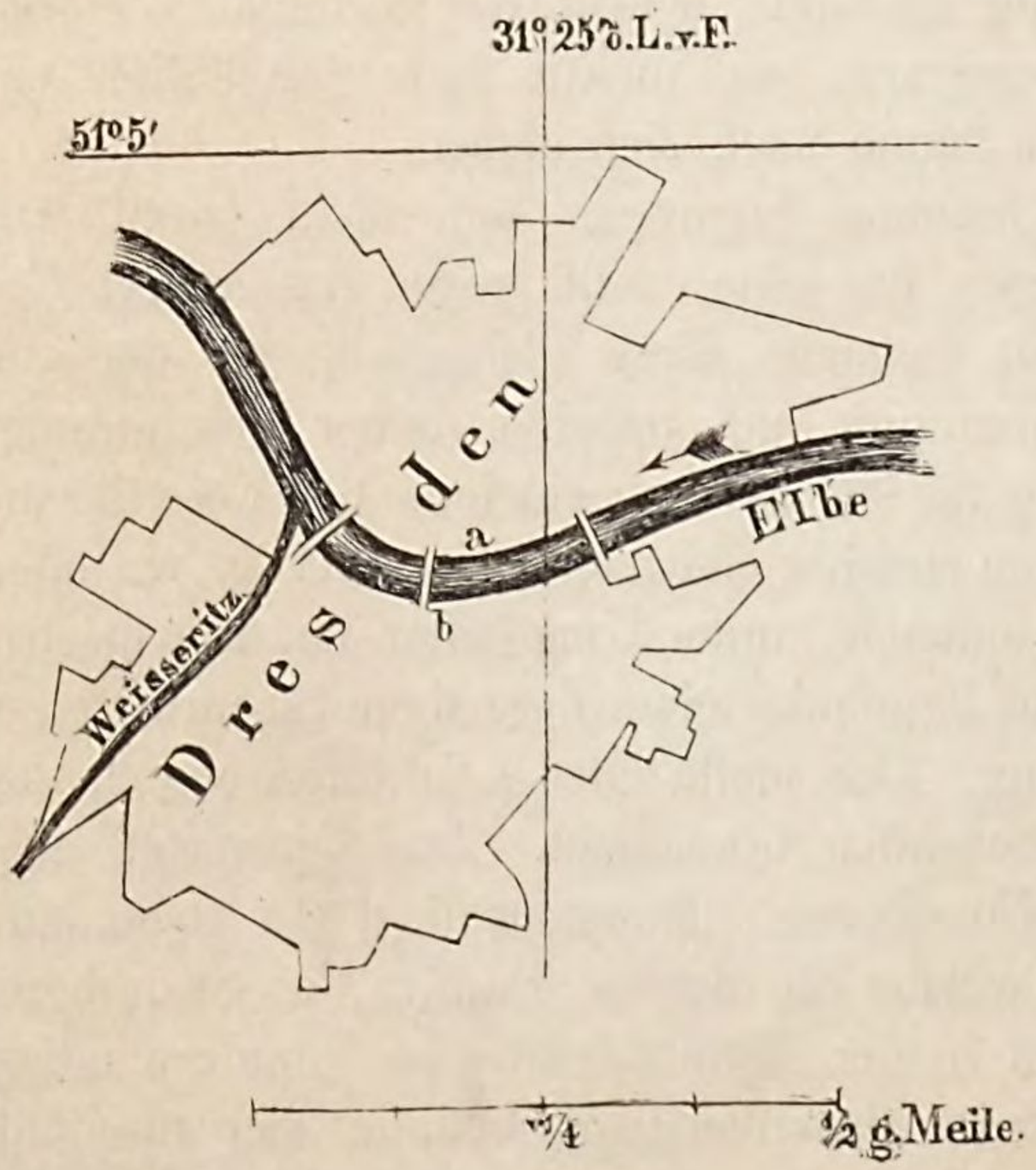
Fig. 61.



Flusswindungen mit Bezug auf die Steilheit ihrer Ufer.
a steile Ufer. *b* flache Ufer.

Der oben erwähnte Gegensatz von tiefem und seichtem Stromrand an den Stromwindungen ist höchst bedeutsam für die Lage der Städte. Ein prüfender Blick auf die Karte lässt uns bald erkennen, dass Städte an schiffbaren Strömen sich meist an dem convexen Ufer derselben ausbreiten, wo die heftige Stosskraft des Wassers keine Schlamm- und Sandablagerungen zulässt. Dass ein Strom thatsächlich innerhalb jeder Biegung das eine Ufer so einseitig begünstigt, beobachtet man am besten unmittelbar nach einem Hochwasser, weil seine erodirenden Kräfte während desselben in wenigen Tagen oft viel mehr leisten als sonst während des ganzen übrigen Jahres, mithin diese Wirkungen auch am auffallendsten sind. So wurde bei der Hochfluth im Frühjahre 1875 der ganze Elbstrom bei Dresden, wo er einen nach Süd ausspringenden Winkel bildet (s. Fig. 62), an das linke Ufer hergedrängt. Während die Neustädter Seite vor dem Pontonschuppen (*a*) ungemein versandete, wurde die Wasserstrasse auf dem Altstädter Ufer längs der neuen Quaibauten (*b*) tiefer denn je. Würden hier nicht feste Steindämme die Macht der

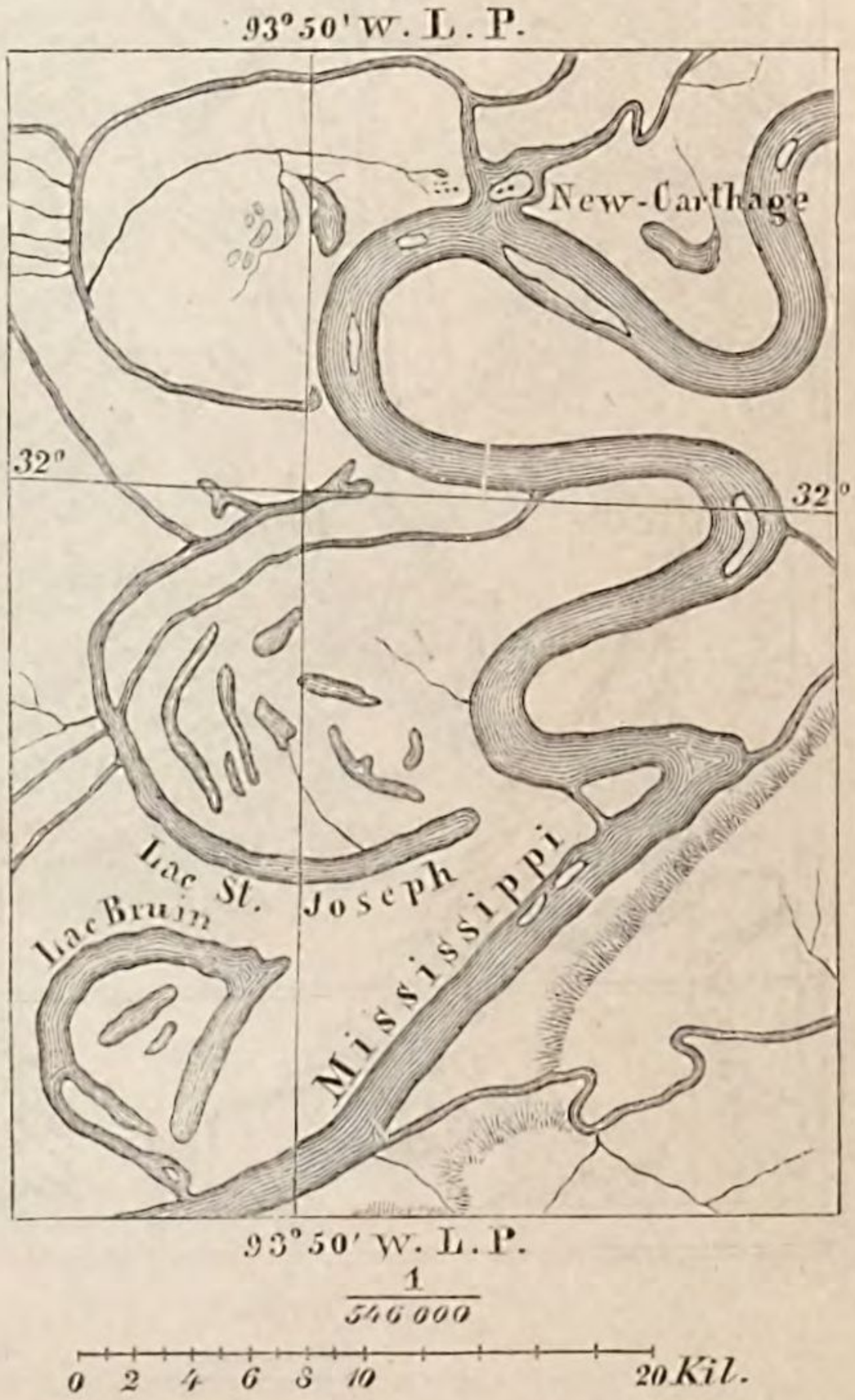
Fig. 62.



Wogen gebrochen haben, so hätte hier der Strom ohne Zweifel sein Bett weiter nach Süden verlegt.

In der That gelingt es überall da den Strömen, ihre Windungen seitwärts immer weiter hinauszuschieben, wo sie durch lockeres Erdreich ihren Weg nehmen. Erweitern sie nun einestheils an den äusseren Seiten der Krümmungen ihr Bett, so verengern sie es anderntheils auf den inneren Seiten durch Anhäufung von Schutt und Schlamm. Auf diese Weise werden schwache Strombiegungen nach und nach halbkreisförmig. Auch hierbei verharren sie nicht, sondern vergrössern sich beständig, so dass Anfang und Ende derselben später nur durch einen ganz schmalen Isthmus von einander getrennt sind. Endlich wird — und zwar gewöhnlich bei einer Hochfluth — der Isthmus durchbrochen und ein hufeisenförmiges Stück des Stromlaufes abgeschnitten, welches neben dem neugeschaffenen Strompfade noch eine Zeit lang dem Wasser als Abflusscanal dient. Da jedoch in der neuen geradlinigen Passage das Gefälle wesentlich grösser ist als innerhalb der Stromcurve, so erfährt derjenige Theil des Wassers, welcher sich in die Krümmung ergiesst, eine bedeutende Hemmung, also auch eine Verzögerung seiner Bewegung und wird bisweilen wohl gar zurückgeworfen. Daher lässt das Wasser die schwebenden Schlammtheile, welche es enthält, fallen, und so wird nach und nach ein Sand- oder Thonwall zwischen dem alten und neuen Bett des Flusses aufgerichtet. Ebenso wird der untere Ausgang der Strombiegung allmählich verschlossen und die Communication ihrer Wasser mit dem Strome völlig unterbrochen. Die Wasser der Stromwindung werden stagnant; sie bilden einen See, der nur dann und wann, namentlich bei Hochwasser reichen Wasserzufluss empfängt.

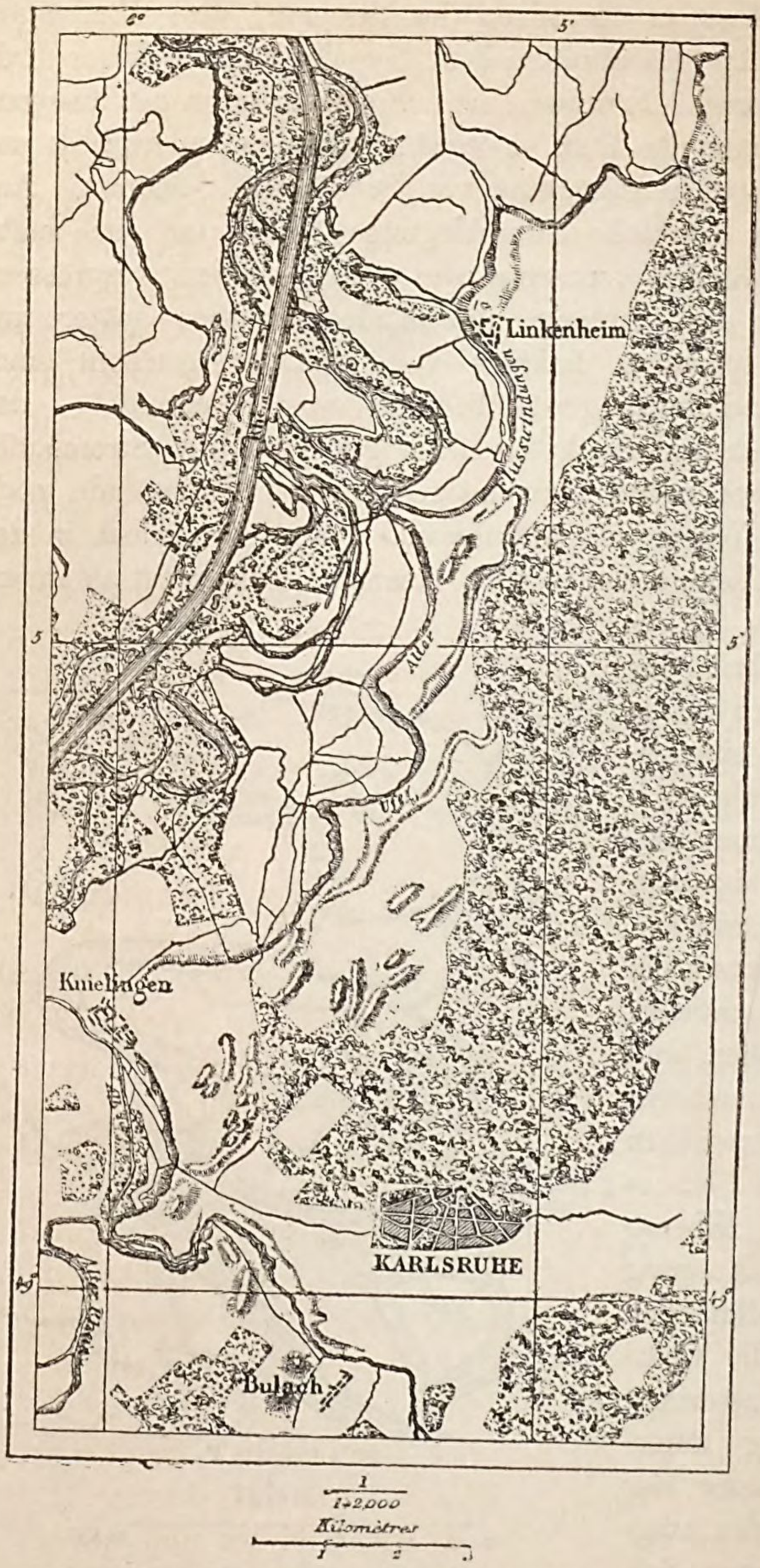
Fig. 63.



Sichelförmige Altwasser am Mississippi bei New-Carthage.

Besonders grossartig entwickelt sind diese sogenannten sichelförmigen

Fig. 64.



Die sichelförmigen Altwasser des Rheins unterhalb Carlsruhe.

Altwasser am Mississippi, von denen Fig. 63 eine kleinere Anzahl wiedergiebt. Wir kennen bereits fünf Beispiele, in denen die Entstehung sichelförmiger Altwasser am Mississippi beobachtet wurde, nämlich in den Jahren 1821, 1831, 1848, 1848 und 1858 [1]). Fig. 64 stellt den Rhein in der Nähe von Carlsruhe dar und zeigt uns die ehemaligen Krümmungen des weinseligen Stromes, als er noch in der guten alten Zeit, ohne von Stromcorrectionen belästigt zu werden, durch die Ebene schwanken durfte. Auch an anderen deutschen Strömen und Flüssen (so an der Elbe bei Torgau, an der Mulde unterhalb Wurzen u. anderw.) gehören sichelförmige Alt-

[1]) A. A. Humphreys and H. L. Abbot, Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. Philadelphia 1861. p. 104.

wasser nicht zu den Seltenheiten. Der Po braucht an verschiedenen Punkten seines Laufes nach Lombardini's Berechnungen 30 Jahre, um eine Windung zu erzeugen und sie durch Zusammenschnürung wieder zu vernichten.

Die obigen Beispiele bezogen sich alle auf Stromstrecken innerhalb des Tieflandes; doch begegnen wir — wenn auch weit seltener — hie und da selbst in gebirgigem Terrain grossen Krümmungen, welche ebenfalls den oben geschilderten Process wiederholen, wie dies aus einer grossen Curve des Lot bei Luzech (Dep. Lot) deutlich zu ersehen ist [1]).

In Zukunft freilich werden wir diese pendelartige Bewegung der fliessenden Wasser an den heimischen Strömen nicht mehr wahrnehmen können, da der Mensch jene freien Regungen der Natur durch mächtige Steindämme gewaltsam hemmt. Wo dies jedoch noch nicht geschieht, sind vielfach unsere besten Karten nur Bilder von vergänglichem Werthe.

War in den genannten Fällen eine verstärkte Erosionsthätigkeit des Stromes in Folge kräftigeren Anpralls an das eine Ufer der Grund der Veränderung seines Laufes, so ist in dem nun zu besprechenden Process eine Verzögerung der Stromgeschwindigkeit die Ursache, welche, wenn auch in etwas anderer Weise, den Strom aus seinen Bahnen drängt. Wir müssen hier vorausschicken, dass fast jeder Strom eine Menge von schwebenden Theilchen (Flusstrübe) mit sich führt. So empfängt der Mexicanische Busen durch den Mississippi alljährlich eine Schlammmasse, welche, auf einer Fläche von einer Quadratmeile gleichmässig abgelagert, diese 4,1 Meter hoch bedecken würde. Die Sedimente, welche der Ganges alljährlich an seiner Mündung anhäuft, betragen 235 Millionen Cubikmeter, würden also eine Fläche von einer Quadratmeile um 4,3 Meter erhöhen. Die Donauniederschläge würden, über ein Areal von einer Quadratmeile ausgebreitet, eine 0,8 Meter mächtige Schicht liefern, die des Po unter gleicher Bedingung eine solche von 0,78 Meter Höhe. Der Rhein bewegt jährlich 1 275 000 Cubikmeter Schlamm bei Bonn vorüber. Ausserdem enthalten die Flüsse viele mineralische Substanzen in aufgelöstem Zustande und zwar Rhein, Donau, Elbe und Rhône nicht weniger als $^1/_{8000}$ von dem Gewicht ihrer gesammten Wassermenge; in 8000 Jahren haben sie also so viele derselben in's Meer transportirt, dass deren Gewicht demjenigen der aus ihnen alljährlich abfliessenden Wassermenge gleichkommt.

Nun kann ein Strom um so grössere Schuttmassen und um so umfangreichere Stücke mit fortreissen, je rascher er dahineilt. Nach

[1]) Vgl. das Kärtchen bei Élisée Reclus, La Terre. Deuxième édition. Paris 1870. Tome I, p. 402.

Bestimmungen von Dubuat widerstehen auf dem Grunde des Stromes

einer Geschwindigkeit von	1,00	Meter		eckige Kiesel von der Grösse eines Eies,
„	„	„	0,65	„ abgerundete Kiesel von 2,5 Centimeter Durchmesser,
„	„	„	0,20	„ grober und eckiger Sand,
„	„	„	0,15	„ feiner Sand,
„	„	„	0,08	„ feiner Schlamm [1]).

So vermag der Rhein noch bis unterhalb Bonn die von seinen Zuflüssen herbeigebrachten Kiesel fortzurollen, und erst unterhalb Arnhem und Nijmegen wird sein Bett nur von Schlamm und Sand gebildet.

Tritt nun irgend eine hemmende Kraft der Strömung des Wassers entgegen, so lässt dieses je nach dem Grade der Hemmung eine grössere oder geringere Menge seiner schwebenden Bestandtheile fallen. Wo zwei Flüsse auf einander treffen, findet an der Berührungsstelle häufig eine Stauung des Wassers, also eine Verzögerung der Stromgeschwindigkeit statt; bisweilen kann hier sogar eine todte Stelle beobachtet werden, wenn z. B., wie sich dies bei Hochwasser öfter ereignet, das Wasser des Hauptstromes in seine Nebenflüsse eindringt. Daher setzen Haupt- und Nebenfluss an dem inneren Winkel ihrer Vereinigung Schwemmland ab, und indem das letztere halbinselartig fortwächst, schiebt es die Mündung des Nebenflusses immer weiter abwärts. Zuletzt muss der verdrängte Seitenfluss eine ganze Strecke den Hauptstrom begleiten, ehe es ihm gelingt, unter einem sehr spitzen Winkel meilenweit abwärts von seiner ehemaligen Mündung sich in ihn zu ergiessen.

So ist unzweifelhaft die Mündung des Rhône in die Saône nach unten fortgerückt. Wahrscheinlich lag sie noch in historischen Zeiten weiter aufwärts, etwa da, wo sich jetzt auf einer Landzunge der schönste Stadttheil von Lyon ausbreitet. Besonders consequent aber erfolgt die Umbiegung der Nebengewässer des Rheins in der Oberrheinischen Tiefebene zwischen Basel und Mainz (s. Fig. 65). Zuerst ist ihr Pfad fast rechtwinklig gegen den Rhein gerichtet; sobald sie aber die Gebirge verlassen haben, wenden sie sich alle wie auf Commando nach Norden und enden erst nach längerem, mit dem Rhein einen spitzen Winkel bildendem Laufe. Namentlich ist der Weg der Ill weithin dem des Rhein parallel. Nur an wenigen Punkten

[1]) B. Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern, Chur und Leipzig 1844. Bd. I, S. 108 f.

Fig. 65.

Die Oberrheinische Tiefebene.

erleidet die angeführte Regel eine Ausnahme. Wahrscheinlich ist es auch, dass ehemals die Etsch in den Po mündete und dass erst spätere Anschwemmungen, zunächst veranlasst durch das rechtwinklige Aufeinanderstossen der beiden Flüsse, sie von einander schieden.

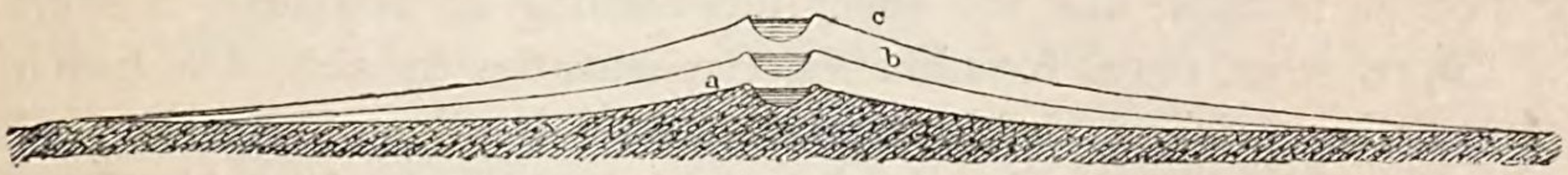
Haben wir eben gesehen, dass der Hauptstrom im Stande ist, kleinere Seitengewässer von ihrer ursprünglichen Richtung abzulenken, so lässt es sich auch denken, dass kräftige Nebenflüsse, wenn sie in gleichem Sinne wirken, stark genug sind, einen grösseren Fluss mit geringerem Gefäll in andere Bahnen zu drängen. Einen solchen Vorgang weist Johann Ritter Stefanović v. Vilovo[1]) im Theissgebiete nach. Er ist der Meinung, dass die Theiss vor vielen Jahrtausenden beim Austritt aus der Gebirgsschlucht von Huszth direct gegen Süden über Almas und Szathmar-Nemethi, sowie durch das Thal des Flusses Er nach Arad hin floss. Auf dem Wege zwischen Dioszeg und Arad ergossen sich in ziemlich gleichen Zwischenräumen und unter rechtem Winkel vier reissende, viel Schutt mit sich fortwälzende Gebirgsflüsse in die Theiss, zu denen sich noch bei Arad die mächtige Maros gesellte. Während die Theiss mit einem Gefälle von $^2/_3$ Meter per Meile friedlich und harmlos ihren Weg zog, stürzte ihr die Maros mit einem Gefälle von 24 Metern per Meile, sowie mit einem 5 Meilen längeren Laufe in die Seite. Im Verein mit den übrigen von Ost her kommenden Flüssen übt sie schon seit Jahrtausenden diese Stosskraft aus. Es befremdet daher nicht, dass die Theiss, immer unter rechtem Winkel von so mächtigen, zu gleichem Ziele verbündeten Gegnern in die Flanke gefasst, von soviel Gestein, Erde und Sand aus Siebenbürgen seit Jahrtausenden überschüttet, sich gegen Westen zu retten versucht. Auch heute noch arbeiten Szamos, Berettyo, Körös und Maros in demselben Sinne; sie setzen am linken Theissufer ihre vom Gebirge herabgebrachten erdigen Bestandtheile ab. Die Theiss weicht aus; aber die Nebenflüsse folgen ihr auf der Ferse. Es erklären sich hieraus auch die grossen Sümpfe an der Theiss. Da, wo die Nebenflüsse rechts der Theiss kein weiteres Westwärtsrücken gestatten (vom Sajo bis zur Zagyva oberhalb Tokaj), trifft man Sümpfe auch am rechten Theissufer, weiter abwärts aber bis zur Mündung des Franzenscanals nur an der linken Seite. Ueberall, wo die Theiss einst floss, liess sie einen Sumpf zurück, um denselben bei jedem Hochwasser von neuem zu speisen; zugleich erhalten jene Ufersümpfe durch Stauung der Nebenflüsse immer neue Nahrung. Ein Beweis für das Westwärtswandern der Theiss liefern uns ferner die

[1]) Die Entsumpfung der Niederungen der Theiss und des Banats — in den Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. XVII (1874), S. 193 ff. 272 ff.

zahlreichen längst schon verlassenen, nunmehr cultivirten Thäler und Einschnitte, welche wir zwischen dem Gebirge und der Theiss auf jeder guten Specialkarte angegeben finden.

Auch noch in anderer Hinsicht erleidet das Strombett im Unterlaufe bisweilen grosse Veränderungen. Vermindert sich, was gewöhnlich in der Nähe der Mündungen eintritt, das Gefäll der Flüsse auf ein Minimum, so sinken ihre schwebenden Bestandtheile zu Boden; ihre Sohle erhöht sich, und an den Rändern bilden sich namentlich bei Hochwasser durch Schlammablagerungen Böschungen, welche durchaus denen eines Canals gleichen. Mit der Zeit werden sie so gross, dass sie sich über das umliegende Land erheben (s. Fig. 66 die drei Entwicklungsstadien *a*, *b*, *c*), und die Ströme würden zuletzt wie auf einem

Fig. 66.



Allmähliche Erhöhung eines Flussbettes im Unterlaufe.

ungeheuren Erdviaduct dahinfliessen, wenn nicht überall dafür gesorgt wäre, dass die Bäume nicht in den Himmel wachsen; denn bei einem stärkeren Hochwasser durchbricht der Strom gern eine schwache Stelle der selbsterbauten Ufer, und einmal entschlüpft kehrt er nicht leicht in das alte Bett zurück. Aber auch ganz abgesehen davon müsste die Erhöhung der Sohle bald eine Grenze oder eine Ebene des Gleichgewichts erreichen; denn es würde gleichzeitig weiter abwärts das Gefäll zunehmen und mit dem Gefälle wiederum die Fähigkeit des Flusses, die Sohle des Bettes tiefer auszufurchen. Bei dem allerdings gewaltigen Hochwasser des Jahres 1740 stand der Po 3 Meter über dem Pflaster vor dem Palast in Ferrara. Auch einige andere Flüsse Norditalien's, wie Reno, Etsch, Brenta, haben an einigen Punkten ein höheres Niveau als die angrenzende Ebene. Oberhalb New-Orleans werden die Sumpfgebiete zu beiden Seiten des Mississippi von den natürlichen Ufereinfassungen um 4 bis 5 Meter, ja bisweilen noch beträchtlich mehr überragt[1]).

[1]) Élisée Reclus, La Terre. Deuxième édition. Paris 1870. Tome I, p. 469 sq.

XVI. Pathologie der Ströme.

Flüsse, welche sich von Nebengewässern vollständig aus ihrer Bahn drängen lassen, wie die Theiss, oder nicht mehr die Kräfte besitzen, ihr Bett zu reinigen und vor einer Aufschüttung zu bewahren, wie der Po, tragen schon etwas Krankhaftes, Greisenhaftes an sich, was hier in dem relativ geringen Gefäll begründet ist. In dem Folgenden soll noch auf einige andere krankhafte Erscheinungen, welche die Flüsse darbieten, hingewiesen werden, vor allem auf den stetigen oder periodischen Mangel an Wasser.

Derselbe wird bisweilen dadurch herbeigeführt, dass ein Strom auf weitem Wege keinen einzigen bedeutenden Nebenfluss erhält. So empfängt der Nil unterhalb der Atbaramündung, also von 17° 38′ n. Br. bis an die Ufer des Mittelländischen Meeres, d. h. auf einer Strecke von ziemlich 14 Breitengraden (210, mit allen Krümmungen mindestens 300 geographische Meilen) keinen nennenswerthen Zufluss. Da er nun auf dieser langen Wanderung unter einem heissen Himmel durch die starke Verdunstung viel Wasser einbüsst, so ist er in Aegypten bei weitem nicht von jener Mächtigkeit wie viel weiter im Innern des Landes, etwa im südlichen Nubien, wobei allerdings darauf Rücksicht zu nehmen ist, dass in Aegypten der Strom durch die Cultur grosse Wasserverluste erleidet, da hier die Canäle eine Wassermasse von nahezu 100 Millionen Cubikmeter fassen [1]). Der eigentliche Grund, weshalb der Nil im nördlichen Nubien und in Aegypten der Nebenflüsse entbehrt, ist der, dass diese Länder dem grossen regenarmen Wüstengürtel Nordafrika's angehören, in welchem sich natürlich nirgends ansehnliche Flüsse entwickeln können. Bei längerem Lauf durch jene Wüstenzone würde der Nil ohne Zweifel gänzlich versiegen.

Spärlich gespeisten Flüssen wird namentlich dann ein frühes Grab bereitet, wenn sie in weit ausgedehnte Depressionen gelangen. Indem sie hier genöthigt werden, das weite Thal auszufüllen, also einen See

[1]) Alfred v. Kremer, Aegypten. Leipzig 1863. Bd. I, S. 12.

zu bilden, wächst ihre Verdunstungsfläche, und so wird ihnen auf dem kreisförmigen Raume eines Sees vielleicht ebenso viel Wasser entzogen wie dem Nil auf seinem langen Wege durch ein schmales Erosionsthal. So finden der Ili in dem Balchasch-See, der Tarim (Ostturkestan) in dem Lop-nor, der Amu und Syr in dem Aral-See, der Schari in dem Tsad-See, der Bear in dem Grossen Salzsee (Utah) ihr Ende. Namentlich sind die Flüsse sicher dem Untergang geweiht, wenn ihr Pfad in umfangreichere echte Depressionen hineinführt. So erstirbt der Jordan im Todten Meer, und selbst ein so stattlicher Strom wie die Wolga vermag nicht den Ocean zu erreichen.

Bei anderen Flüssen ist nicht nur das Ende ein tragisches, sondern ihr ganzer Lauf ein Stückwerk. So begegnet man in allen Ländern mit periodischem Regenfall während der trockenen Jahreszeit Flussbetten ohne Wasser, welche in Nordafrika und Arabien Wadi, in Indien Nullah heissen. Dabei ist die geologische Beschaffenheit des Grundes, über welchen sie sich bewegen, nicht ohne Bedeutung für ihr Ausharren während der trockenen Zeit. Versperrt nämlich ein fest geschlossenes Gestein dem Wasser den Weg nach der Tiefe, so bewahrt ein Strom seine Fülle viel länger, als wenn zahlreiche feinere oder gröbere Spalten und Klüfte ein Hinabsickern des Wassers gestatten.

In Südafrika hat man oft mehrere Jahre hinter einander zu verschiedenen Jahreszeiten dieselben Flussbetten völlig wasserlos angetroffen; auch sah man in ihnen Thierüberreste in einem Zustande, welcher zur Annahme einer mehrjährigen Wasserlosigkeit nöthigte. Viel zu rasch hat man daraus gefolgert, dass das südafrikanische Festland im Austrocknen begriffen sei und das Süsswasser sich von Jahr zu Jahr mindere. Diese Anschauung ist schon an und für sich wenig glaubwürdig; es ist aber auch in der That erwiesen, dass jene mehrjährigen Austrocknungen nur einer örtlich und zeitlich sehr ungleichen Vertheilung der Niederschläge zuzuschreiben sind. So erzählt Gustav Fritsch[1]), dass der Fluss Molopo, welcher von Europäern viele Jahre hinter einander völlig ohne Wasser gefunden wurde, sich auf einmal gefüllt zeigte mit klarem, fliessendem Wasser, welches in der ganzen trockenen Zeit aushielt. Wir haben es demnach auch hier mit periodischer Austrocknung zu thun, welche allerdings sehr unregelmässig eintritt und auch nicht von vorher zu bestimmender Dauer ist.

Andere Flüsse ermangeln zwar in der trockenen Jahreszeit nicht gänzlich des Wassers, bestehen aber während derselben nur aus einer Reihe von unverbundenen seichten Wasseransammlungen. Hierher gehört insbesondere eine Anzahl der australischen Flüsse; auch dürfen

[1]) Drei Jahre in Südafrika. Breslau 1868. S. 298.

vielleicht die oft geradlinig wie auf einer Kette liegenden Weiher („Rosenkranzseen“, vgl. S. 323) der centralasiatischen Steppen als ein solches defectes Stromsystem betrachtet werden. Wenigstens lassen sie sich kaum als Bruchstücke eines grösseren Sees auffassen, da sie dann längst schon in Folge starker Verdunstung völlig verschwunden sein müssten.

Wenn nun auch das Schicksal gänzlichen oder theilweisen Austrocknens nur über einen kleinen Theil der Flüsse verhängt ist, so ist doch ihr Wasserreichthum überall und insbesondere in Ländern mit regelmässig wiederkehrender Regenzeit nnd Schneeschmelze rhythmischen Schwankungen unterworfen. Dabei gilt als Regel, dass die letzteren unter sonst gleichen Verhältnissen bei kleineren Flüssen viel stärker sind als bei grossen.

Unter allen grossen Strömen der Erde ist keiner so gut disponirt, ein gewisses Gleichmass des Wasserabflusses zu bewahren, als der Amazonas. Indem er sich in der Nähe des Aequators von West nach Ost bewegt, empfängt er sowohl von dem nord- wie von dem südhemisphärischen Theile der tropischen Zone mächtige Nebenflüsse; somit hat sein Gebiet fast zu jeder Jahreszeit Antheil an den tropischen Zenithalregen, und der Riesenstrom selbst geht mitten durch die in jedem Monate an Niederschlägen reiche Zone der äquatorialen Regen. Es liefern ihm also abwechselnd die nördlichen und südlichen Nebenflüsse reicheren Tribut, wodurch annähernd eine Compensation der Wasserzufuhr in den verschiedenen Jahreszeiten herbeigeführt wird. Da die von Süd her kommenden Zuflüsse weit grösser sind in Hinsicht auf ihre Wassermenge, sowie auf das von ihnen eingenommene Gebiet, so wird seine Wasserfülle während des südhemisphärischen Sommers (December bis Mai) immerhin nicht unwesentlich erhöht und zugleich die flache Thalniederung weithin unter Wasser gesetzt.

Viel ansehnlicher sind die Anschwellungen des Nil. Er erreicht in Unterägypten seinen niedrigsten Stand im Mai, steigt im Juni und in der ersten Hälfte des Juli langsam, vom 15. bis 20. Juli besonders rasch und dann wieder langsam bis Anfang October, zu welcher Zeit er stets den höchsten Wasserstand besitzt. Von der zweiten Hälfte des Octobers ab findet erst ein allmähliches, dann ein schnelles Sinken statt; vom Januar an erfolgt dasselbe sehr langsam, bis im Mai der Strom wieder am seichtesten ist. Das periodische Wachsthum des Nil wird hervorgerufen durch die tropischen Zenithalregen, und zwar sind es insbesondere der Atbara und Bahr-el-Asrak, weniger der Bahr-el-Abiad, welche periodisch reiche und geringe Wassermengen in das Nilthal hinabtragen (am oberen Atbara fallen die tropischen Regen vom März bis Juni, sowie im August und September, an dem Abai, dem oberen

Bahr-el-Asrak, vom April bis October, am stärksten im Juli und August). Der Bahr-el-Abiad liefert zwar, gespeist von den grossen centralafrikanischen Seen, zu jeder Jahreszeit reiche Wassermengen, würde sich aber ohne Unterstützung der abessinischen Zuflüsse über das Land der Pharaonen nicht so segensvoll ausbreiten können, wie es der Nil bereits seit Tausenden von Jahren thut. — Im Nil Oberägypten's fliesst nach Girard während der Stromschwelle in der Secunde 20mal mehr Wasser ab als bei niedrigstem Stande, in Unterägypten nur 9mal und an der Mündung nicht ganz 5mal soviel [1]). Die mehrfachen Messungen der Wasserführung des Nil zeigen keine befriedigende Uebereinstimmung. Nach den Untersuchungen Jordan's bewegt der Nil bei Esneh (Oberägypten) im Durchschnitt in jeder Secunde 8500 Cubikmeter Wasser vorüber, wobei auf die Monate März bis Juni ein Minimalwerth von 3200, auf den October aber ein Maximalwerth von 20 200 Cubikmetern kommt.

Der Mississippi wälzt an seiner Mündung bei Hochwasser in der Secunde 35 050 Cubikmeter Wasser fort, bei Niederwasser hingegen nur 8500 Cubikmeter, im ersteren Falle also über 4mal so viel als im zweiten.

Nicht ganz so gross sind die Schwankungen des Brahmaputra. Die Abflussmenge desselben wächst bei hohem Wasserstande (während unseres Sommers, d. h. zur Zeit der Schneeschmelze, sowie des regenbringenden Südwestmonsuns) bis zu 25 340 Cubikmetern für die Secunde und sinkt bei niederem Stande (während unseres Winters, also zur Zeit des nahezu regenlosen Nordostmonsuns) bis zu 9020 Cubikmetern. Vom niedrigsten zum höchsten Wasserstande vermehrt sich also die Wassermenge des Brahmaputra beinahe um das Dreifache [2]).

Die stärksten Gegensätze zwischen Maximal- und Minimalwerth der Wasserführung weist unter den grösseren Strömen der tropischen Zone der Ganges auf. Er ergiesst im August in der Secunde nicht weniger als 14 004 Cubikmeter, im Februar hingegen nur 1029 Cubikmeter Wasser in den Busen von Bengalen, im August also fast 14mal soviel als im Februar [3]). Die gewaltigen Regengüsse, welche sich im Sommer während des herrschenden Südwestmonsuns am Südabhang des Himalaya entladen, wirken im Verein mit der gleichzeitigen Schneeschmelze auf diesem Hochgebirge um so intensiver, als das Ganges-

[1]) Robert Hartmann, Naturgeschichtlich-medicinische Skizze der Nilländer. Berlin 1865. S. 86.

[2]) Hermann v. Schlagintweit-Sakünlünski, Reisen in Indien und Hochasien. Jena 1869. Bd. I, S. 460.

[3]) Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. 5th edition. Edinburgh 1875. § 225, p. 203 sq.

gebiet ausschliesslich auf der Wetterseite des Himalaya liegt, während sich z. B. der benachbarte Brahmaputra zu einem grösseren Theile im Regenschatten desselben befindet.

Noch excentrischer in ihren Niveauveränderungen sind verschiedene Ströme der gemässigten Zone, wie die folgenden Zahlen lehren [1]).

	Abflussmenge in der Secunde bei hohem Wasserstand in Cubikmetern.	bei niedrigem Wasserstand in Cubikmetern.	Beobachter.
Donau . .	30 000	2000	Hartley.
Po	5 156	186	Lombardini.
Rhône . .	12 000	400	Surell.
Ebro . . .	5 000	50	Mesa.

Die grössten, aber meist ganz unregelmässig eintretenden Schwankungen der Wassermenge und Wasserabfuhr zeigen kleinere Flüsse, was sich einfach daraus erklärt, dass schwere, wolkenbruchartige Regen immer local beschränkt sind; es schwellen also nicht alle Zuflüsse eines Stromes gleichzeitig an, während kleinere Flüsse oft mit einem Male an allen Stellen eine reiche Wasserfülle erhalten. Die drei kleinen, zum Rhônegebiet gehörenden Flüsse Doux, Érieux und Ardèche (im Ardèche-Departement) führen gewöhnlich kaum 20 Cubikmeter Wasser in der Secunde dem Rhône zu. Am 10. September 1857 aber ergossen sie in Folge eines starken Gewitterregens statt dessen 14 000 Cubikmeter Wasser in den Strom, d. h. mehr, als Ganges und Euphrat zusammen im Mittel in das Meer hinabwälzen. Diese Flüsse bewegten also — und zwar mit der fürchterlichsten Unbändigkeit — 700mal soviel Wasser als sonst! Ja die Ardèche stand am 9. October 1837 bei der Brücke von Gournier noch 3 Meter höher als 1857, nämlich 21,40 Meter über ihrem Nullpunkte. Glücklicher Weise entladen sich die Wetter meist nur an der einen oder an der anderen Seite eines Thalrandes. Wenn z. B. im Rhônethal die feuchten Luftmassen an den Abhängen der Cevennen verdichtet werden, so bleiben die Alpen geschützt, und nur langsam ziehen die fluthbringenden Wolken die Cevennen aufwärts, um nach den Bergen von Annonay hinüber zu gehen. Der Rhône selbst erfährt daher niemals auch nur annähernd ähnliche Anschwellungen [2]).

[1]) Élisée Reclus, La Terre. Deuxième édition. Paris 1870. Tome I, p. 496.

[2]) Élisée Reclus, l. c. Tome I, p. 420 sq.

XVII. Die Deltabildungen der Ströme[1]).

Karl Ritter unterschied im Bau der Ströme drei Abschnitte: nämlich ihre Entwicklung innerhalb der Gebirge, ihren mittleren Lauf, wo sie, aus den Thalengen heraustretend, das flache Land erreichen, und ihr Mündungsgebiet, welches dort beginnt, wo sich der Spiegel des Stromes bis zum Spiegel der See herabgesenkt hat. Dort angelangt theilen sich entweder ihre Gewässer in verschiedene Arme, und ihre Anschwemmungen treten in das Meer als ein Stück Land hinein, welches man wegen seiner Aehnlichkeit mit einem Dreieck ein Delta nennt[2]), oder sie erweitern sich trompeten- oder trichterförmig. Für diese letztere Erscheinung schufen englische Geographen am Ende des vorigen Jahrhunderts den Ausdruck „negatives Delta“, für den man vielleicht besser „hohles Delta“ gesagt haben würde und den man noch immer als völlig gleichbedeutend mit dem Ausdruck Aestuarium gebraucht, worunter man doch, wenn man sich an den Sinn des Wortes hält, nur solche Mündungsbecken verstehen dürfte, in welchen sich Ebbe und Fluth bewegen. Wir werden aber bald einsehen, dass man zwei verschiedene Bildungen verwechselte, dass es Küstenhöhlungen giebt,

[1]) Die folgende Abhandlung, von Peschel bereits am 15. Mai 1866 veröffentlicht, ist den „Neuen Problemen“ (3. Aufl., S. 122—140) entnommen. Ausser einer ansehnlichen Erweiterung am Schlusse erwiesen sich nur kleinere Berichtigungen und Ergänzungen als nothwendig.

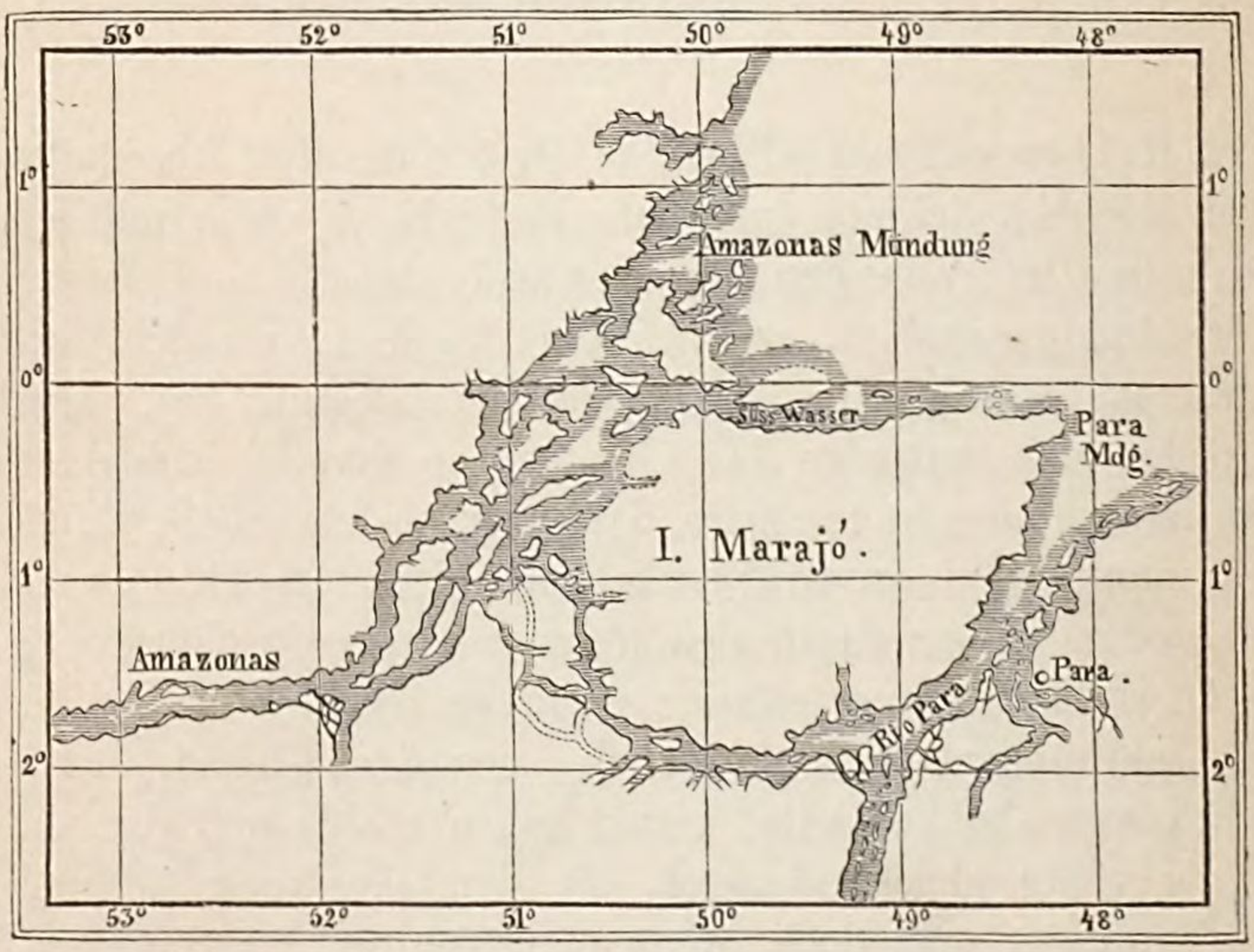
[2]) Der Name Delta, von den Griechen zunächst für das Mündungsgebiet des Nilstromes gebraucht, bezeichnete ursprünglich das durch eine Gabelung des Flusses an seiner Mündung umschlossene Landstück, wobei man auf dessen Zusammensetzung und Entstehungsweise keine Rücksicht nahm. Die Erkenntniss jedoch, dass das Nildelta ein von dem Strome selbst geschaffenes Schwemmland sei, hat dahin geführt, dass man jetzt von der zufälligen Gestalt des Mündungsgebietes ganz absieht und alle Landbildungen als Deltas betrachtet, welche durch Anhäufung der von den Flüssen fortbewegten Sinkstoffe an ihrer Mündung entstanden sind. Vgl. Rudolf Credner, Die Deltas (Ergänzungsheft Nr. 56 zu Petermann's Mittheilungen 1878). S. 6.

die einem leeren Delta gleichen und doch keine Fluthbecken sind, und dass auch in den gefüllten Deltas die Aestuarien nicht fehlen.

Es ist bisweilen schwierig, mit Hilfe gewöhnlicher Karten zu entscheiden, ob man die Mündung eines Stromes für ein hohles oder ein gefülltes Delta ansehen soll. Der Amazonas zumal könnte uns in Versuchung führen, ihn zu den deltabildenden Strömen zu zählen und die Insel Marajó als seine Schöpfung anzusehen. Der Amazonas (s. Fig. 67)

Fig. 67.

Längen westlich von Paris.



Das Mündungsgebiet des Amazonas.

besitzt gleichwohl einen echten Mündungstrichter [1]) mit Ebbe und Fluth; auch besteht die Insel Marajó nicht aus Schwemmland, sondern ist wie alle übrigen Inseln durch einen Einbruch des Meeres entstanden und vom Festland abgerissen worden [2]). Umgekehrt könnte man geneigt sein, den La Plata für ein Aestuarium zu halten, was er nicht ist. Das grosse trichterförmige Becken, an dem Montevideo und Buenos Ayres liegen, ist nur ein geräumiger Küsteneinschnitt, welcher den Lauf des Uruguay und Paraná verkürzt; denn wir finden, dass sich an der

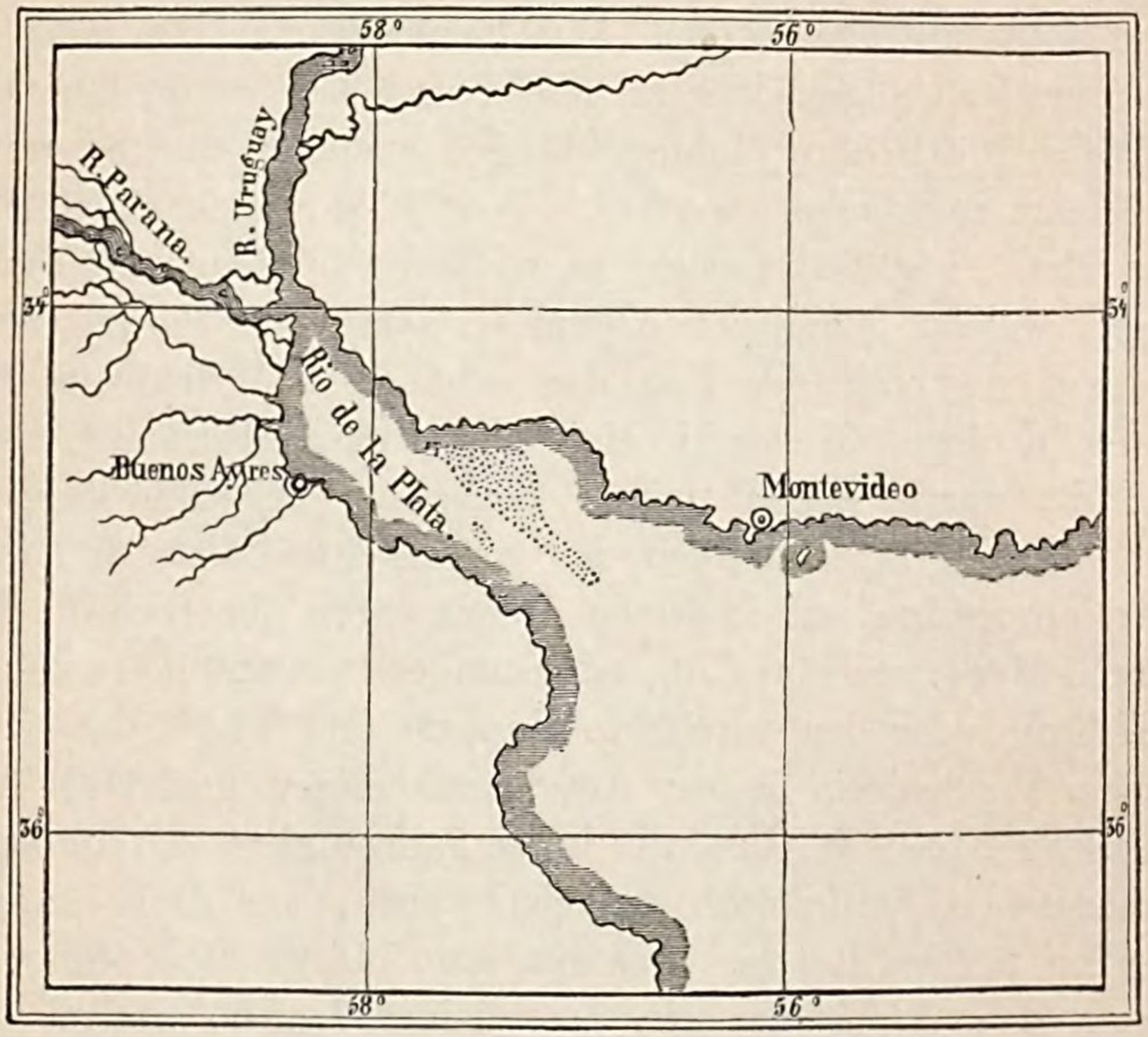
[1]) Bestätigt von James Orton, The Andes an the Amazon. London 1870. S. 272.

[2]) Dies war die Ansicht von Spix und Martius, die auch Bates bestätigt hat. Neuerdings wurde sie vertreten von Agassiz und einem seiner Begleiter. Bull. de la Soc. de Géogr. Tome XIV (1867), p. 328 und Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. Vol. I, p. 463 sq.

patagonischen Küste weiter gegen Süden ganz ähnliche Golfe wiederholen in der Blanca-, der San-Matias- und San-George-Bay, in welche nur kümmerliche Gewässer münden. Ferner wird man bemerken, dass der Uruguay (s. Fig. 68) sich rechtwinklig zur grossen Axe des La-Plata-Beckens ergiesst, der Paraná aber ihm zu lieb ein Knie bildet,

Fig. 68.

Längen westlich von Greenwich.



Das Mündungsgebiet des La Plata.

dass also weder der eine noch der andere jene Küstenhöhlung ausgewaschen haben kann. Im Gegentheil haben wir hier ein zwar kleines, aber deutlich entwickeltes Delta vor uns, da der Paraná an seiner Mündung sich nicht nur in mehrere Arme theilt, sondern auch unablässig Schwemmland ansetzt.

Wenn wir das Auftreten der hohlen und gefüllten Deltas vergleichen, so müssen wir anfangs in Verwirrung gerathen, da sich nirgends eine gewisse Ordnung entdecken lässt. Im asiatischen Eismeere sehen wir den Ob und Jenissëi mit Mündungstrichtern versehen und weiter östlich die Lena ein sehr regelmässiges Delta bilden. Im amerikanischen Eismeer endigt der Mackenzie mit einem Delta, der Thlewee-choh oder Back's grosser Fischfluss mit einem hohlen Becken. In Südamerika finden wir den Orinoco als einen Deltabauer und den Amazonas mit einem geöffneten Schlunde. Gegenüber in Afrika erfreuen wir uns

an der classischen Regelmässigkeit, mit welcher der Niger sein Schwemmland abgesetzt hat, und weiter südlich finden wir den Congo oder Zaire mit einem Aestuarium versehen.

Seit länger als zwei Jahrtausenden hat man über dieses Räthsel nachgesonnen. Ein begabter Naturbeobachter wie Herodot vermuthete, dass der Nil einst in einen leeren Golf sich ergossen und ihn allmählich ausgefüllt habe [1]). Alexander v. Humboldt, der sich mit unserem Gegenstand viel beschäftigte, bemerkt ausdrücklich, dass er diese Vermuthung nicht bestreiten wolle. Wie immer war man anfangs geneigt, den einzelnen Fall allgemeiner zu fassen und sich zu denken, dass mit der Zeit alle Flüsse ihre Hohlmündungen ausfüllen und Schwemmland in das Meer vorschieben werden. Werfen wir noch einen Blick auf den La Plata (Fig. 68) zurück, so werden wir auch zwei Sandbänke bemerken, welche offenbar von dem Uruguay und Paraná verursacht worden sind und mit der Zeit den schönen Golf in festes Land zu verwandeln drohen. Masudi, einer der alten arabischen Geographen, der uns oft durch seinen naiven Scharfsinn ergötzen kann, wollte manchen Flüssen ihre Kindheit, ihr vorgerücktes Alter und ihr nahes Erlöschen anmerken, und in seinen Augen wären sicherlich die Trichtermündungen Merkmale eines Jugendzustandes der Ströme gewesen. Der Schatt-el-Arab oder der vereinigte Euphrat und Tigris hat sich durch das rasche Wachsthum seiner Anschwemmungen gefürchtet gemacht. Die arabische Freistadt Hira, die im 6. Jahrhundert von Indienfahrern und chinesischen Dschunken besucht wurde, lag drei Jahrhunderte später schon tief im Lande. Bassora, eine jüngere Schöpfung als Hira und unter den Abbasiden ein grossartiger Hafen, finden wir zwei geographische Meilen von Neu-Bassora entfernt, welches erst im 17. Jahrhundert erbaut wurde. Wir brauchen aber solche Erscheinungen gar nicht in der Ferne zu suchen. Die Etsch mündete noch um 589 bei Porto Brondolo, wie v. Hoff bemerkt. In der Zeit von 1200 bis 1600 wuchs der Po jährlich 24, in den letzten 200 Jahren aber je 65 Meter [2]). Ravenna, zur Gothenzeit noch eine Hafenstadt, liegt jetzt eine geographische Meile vom Meere entfernt. Wie Po und Etsch den ehemaligen Golf zwischen Alpen und Apennin in eine grüne Ebene verwandelt haben, so könnten auch Euphrat und Tigris den Persischen Meerbusen zuschütten, bis er nur wie ein hohles Delta des Schatt-el-Arab aussehen würde, vorausgesetzt freilich, dass die Gebirge des armenischen Hochlandes, welche vom Euphrat und Tigris allmählich

[1]) Herodot II, 11.

[2]) Ueber die neueren Veränderungen im Laufe des Po hat H. Kiepert in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Bd. IV (1869), Tafel II, ein lehrreiches Kärtchen veröffentlicht.

abgetragen werden, so viel Rauminhalt besitzen, als die Spalte des Persischen Golfes aufzunehmen vermöchte, vorausgesetzt ferner, dass den beiden Flüssen die nöthige Zeit gegönnt wird, dass geologische Veränderungen ihre Arbeit nicht unterbrechen oder dass sie selbst nicht bei halber Arbeit ermüden. Ebenso bietet der Californische Meerbusen dem Colorado und Gila ein Gefäss, welches sich leicht in ein negatives Delta verwandeln liesse. Nirgends aber hat die Natur einem Strome besser vorgearbeitet als dem Laurentius Canada's; denn der Laurentiusgolf erscheint schmal genug, dass ihn ein Ganges oder Mississippi in vergleichsweise kurzer Zeit zuschütten würde.

Allein die herodotische Ansicht, der zu lieb der Ausdruck „negatives Delta" geschaffen wurde, kann auf die Dauer niemanden befriedigen; denn je mehr Fälle wir vergleichen, desto stärker wird die Ueberzeugung werden, dass, wenn etwas auf Alter oder Jugendlichkeit eines Stromes deutet, gerade eher die hohlen Fluthbecken ein greisenhaftes Unvermögen verrathen und dass ein Strom, der Schwemmland erzeugt, noch immer rüstig seine geologischen Verrichtungen vollzieht.

Vielleicht geräth man auf den Gedanken, dass die Tiefenverhältnisse der See vor den Mündungen die Bildung von Schwemmland verhindern oder wenigstens aufhalten können. Das Letztere muss sogleich bejaht werden; denn in einem seichten Meere lässt sich unbedingt rascher neues Land aufschütten als in einem tiefen, und doch belehren uns die nächsten Vergleiche, wie wenig entscheidend diese Verhältnisse sind. Die Themse und die Elbe münden in die seichte Nordsee, und doch besitzen beide classische Trichtermündungen; vor dem Mississippi dagegen sinken die Tiefen rasch auf mehr als 100 Faden herab, und dennoch wächst sein Delta jährlich um 80 Meter.

Erst A. v. Humboldt wurde auf die Häufigkeit von Deltabildungen in grossen Landseen aufmerksam, und er wollte sogar die „Binnendeltas" als eine gesonderte Naturerscheinung unterschieden wissen. Die beiden grossen Ströme des Aral-Sees, der Oxus (Amu-Darja) und der Jaxartes (Syr-Darja), bieten uns Beispiele solcher Leistungen. Gehen wir westlich, so finden wir im Kaspischen See an der Mündung der Wolga umfangreiche Anschwemmungen. Von ihrem Beispiele werden auch kleine kaspische Flüsse verführt. So fand Karl v. Baer im Jahre 1855, dass die Alluvionen am Terek noch rascher wachsen als an der Wolga. Von der Wologe Tschernoi Rejnok, die nach guten Karten vor 45 Jahren noch auf einer Halbinsel lag, hat sich das Wasser 2 geographische Meilen (15 Werst) zurückgezogen, und ein benachbarter Golf ist in der gleichen Zeit gänzlich ausgefüllt worden. Da das süsse Wasser der Flüsse specifisch leichter als das Wasser der salzigen Seen ist, so muss es bei seinem Austritt

in die Seen diese gleichsam mit Süsswasser überschwemmen. Es wird auch von der Wolga mit dem Beistand der russischen Steppenflüsse der nördliche Theil des Kaspischen Meeres dermassen versüsst, dass sein ungeschwächter Salzgehalt sich nur an der persischen Küste feststellen lässt. Ist aber das leichtere süsse Wasser genöthigt, auf den Schichten des schweren Salzwassers bergauf zu fliessen, so muss bei diesem Aufsteigen die erreichte Geschwindigkeit des Stromes bei seiner Mündung allmählich verloren gehen. Sobald sich die Geschwindigkeit eines fliessenden Wassers vermindert, lässt es zuerst seine groben Geschiebe, schliesslich auch die feinen Schlammtheile fallen. Beim Mississippi hat die Beobachtung gelehrt, dass die schwebenden Theile sinken, sobald die Geschwindigkeit unter 0,16 Meter in der Secunde sich vermindert. Ueberall, wo dies eintritt, werden an den Mündungen der Flüsse Barren entstehen. Vámbéry fand bei Gömüschtepe das kaspische Ufer so seicht, dass sich kein Kahn von noch so geringem Tiefgang dem Lande zu nähern vermag. Dort ergiesst sich der Görghen, der gleichwohl ein ziemlich tiefer Fluss und beständig das Jahr über gefüllt ist, der aber seine Mündung und das angrenzende Uferstück völlig verschlammt hat.

Bauen die Ströme der salzigen Binnenseen vorzugsweise Deltas, so finden wir, dass auch in Mittelmeeren, welche zwischen den offenen Golfen und den eingeschlossenen Becken die Mitte halten, die deltaartigen Anschwemmungen fast die Regel sind. Von mediterraneischen Strömen sind die vier grössten, Rhône, Po, Donau und Nil, durch ihre Deltas ausgezeichnet. Ebenso gewahren wir, dass in dem centralamerikanischen Mittelmeer oder dem caribisch-mexicanischen Doppelgolf alle grösseren Ströme, der Mississippi, der Magdalenenstrom, der Atrato, der Usumasinta-Tabasco, Deltabildungen zeigen. Nun lag es sehr nahe, sich zu sagen, dass es Ebbe und Fluth sind, welche die Deltabildungen stören; denn Ebbe und Fluth fehlen den Binnenseen und beinahe völlig unserem Mittelmeere, während in Centralamerika die einströmende atlantische Fluthwelle durch die vorliegenden Antillen wie durch einen Rechen hindurchlaufen muss und in beiden Golfen, dem Caribischen wie dem Mexicanischen, sehr geschwächt, nur mit $^1/_3$—$^2/_3$ Meter Kammhöhe auftritt. Die beiden Mittelmeere der Alten und der Neuen Welt, unser mediterraneisches und jenes antillische, verhalten sich also ähnlich, und daher ist es sehr verzeihlich, wenn man sich lange Zeit damit beruhigt hat, dass die rückfliessende Ebbe es sei, welche die Mündungen der Ströme beständig ausbaggere.

So wird auch unseres Wissens in allen Lehrbüchern die Erscheinung der hohlen Deltas erklärt, und selbst ein Sir John Herschel giebt zu, die Ebbe und Fluth trage mehr zum Auswaschen als zum Ver-

schliessen der Ströme bei. Bevor man aber diese Vermuthung an den vorhandenen Naturerscheinungen prüft, wird man sich doch im Stillen eingestehen müssen, dass ebensoviel Wasser mit der Fluth in die Ströme eindringt, als mit der Ebbe ausfliesst, dass also die Wirkung von der Gegenwirkung aufgehoben werde und dass nur dann eine reinigende Thätigkeit der Ebbe denkbar ist, wenn diese, wie das örtlich vorkommen kann, rascher oder mit grösserer Kraft abfliessen würde, als die Fluth eindringt. Bei den Trichtermündungen der Ströme wird dies allerdings stattfinden. Dringt nämlich eine Fluthwelle in einen Golf ein, der sich rasch verengert, so muss sie sich durch diese Zusammenpressung zu bedeutender Höhe erheben. Die höchsten Fluthen, die man kennt, ergiessen sich in die Fundy-Bay zwischen Neu-Schottland und Neu-Braunschweig, wo zur Springfluthzeit das Meer sich auf 20, man sagt sogar auf mehr als 30 Meter erheben soll (vgl. S. 27 f.). Aehnliche Erscheinungen werden im Mündungstrichter des Amazonas hervorgerufen. Die atlantische Fluthwelle, immer mehr eingeengt zwischen die Ufer, bewegt sich als mauerartiger Schwall von 3 bis 5 Meter Höhe den Strom hinauf. Diese grossartigen Wogen, von den Eingeborenen Pororocas genannt, sind von allen wissenschaftlichen Reisenden seit Lacondamine's Rückkehr aus Peru beobachtet und geschildert worden. Solchen Wellen begegnet man auch in der Garonne und in der Severn, sowie unter dem Namen Bore in den Gangesarmen und im chinesischen Tsien-tang. Der Stoss dieser Welle ist so stark, dass sie sich in den Flüssen noch bis zu einer gewissen Erhebung über den Meeresspiegel fortsetzen kann. Sie rollt buchstäblich bergauf, und dadurch allein wird es uns erklärlich, dass Bates am Cuparí, dem Seitengewässer eines Nebenflusses des Amazonas, zu Wasser 540 englische Meilen (= 116 deutsche Meilen) von dem Atlantischen Meere entfernt, noch ein periodisches Schwanken von Ebbe und Fluth beobachten konnte. Die starke Erhebung der Boren und Pororoken verräth deutlich, dass die oceanische Fluthwelle, von den Flussufern eingeengt, sich staut und langsamer bewegt. Bei der Ebbe tritt der entgegengesetzte Fall ein. Die rückkehrende Wassermasse kann sich ohne Widerstand und Hemmung in dem Mündungstrichter ausbreiten, und sie wird daher etwas rascher abfliessen. Auch aus anderen Gründen ist zur Ebbezeit die Stromgeschwindigkeit eine grössere. Die Wassermasse, welche während der Ebbe ihren Weg nach dem Meere hin nimmt, ist nämlich eine grössere als diejenige, welche die Fluthwelle vom Meere heraufwälzt, weil sich während der Fluthzeit das vom Flusse herbeigeführte Wasser an der Mündung aufstaut; mit der vermehrten Wassermenge aber wächst die Geschwindigkeit. Ferner ist zur Zeit der Ebbe ein bedeutenderes Gefäll vorhanden, da das Niveau des Meeres

sich erniedrigt hat, und endlich erfahren die gegen das Land vordringenden Fluthwellen an dem entgegendrängenden Flusswasser eine Hemmung, während Fluss- und Ebbeströmung in gleichem Sinne sich vollziehen [1]). Somit darf man es der rückfliessenden Ebbe zuschreiben, dass sie mehr Niederschläge aus den Flüssen entfernen könne, als die Fluth hineinträgt.

Die Natur selbst belehrt uns aber, dass Deltabildungen ganz unabhängig sind von den Flutherscheinungen. Das schönste Delta der Erde, das des Niger, findet sich im Bereich der oceanischen Fluth. Durch das Delta des Orinoco geht, wie A. v. Humboldt schon bemerkte, die Fluthwelle bei niederem Wasserstand bis nach Angostura hinauf. Der Indus geniesst vollständig die Wirkung von Ebbe und Fluth; ja, die Springfluth erhebt sich dort bis zu 3 Meter und rollt aufwärts bis Tatta, also bis zu dem Punkt, wo der Strom anfängt, sein Delta zu erbauen. In der Podda oder dem eigentlichen Ganges steigt die Fluthwelle 160 engl. Meilen (34 deutsche Meilen) stromaufwärts, im Hugli 150 engl. Meilen (32 deutsche Meilen), und ausserdem ist dieser Arm noch berüchtigt durch seine Fluthensturzwellen (Bores). Wir haben in Asien noch den Schatt-el-Arab, die Mahanadi, die Irawadi, den Saluën, Menam, Mekhong, Si-kiang und Hoang-ho, in Afrika den Zaire und Zambesi und in Europa die Petschora aufzuzählen, von denen wir genau wissen, dass sie im Bereiche von Ebbe und Fluth münden. Man muss also wohl die Ansicht aufgeben, als hinderten Ebbe und Fluth die Deltabildung.

Die trompetenförmigen Erweiterungen der Flussbetten an ihren Mündungen sind die einfache Folge der Berührung des leichten Süsswassers mit dem Seewasser. Bei jeder oceanischen Strommündung, die durch keine Barre verschlossen wird, selbst wo sich Ebbe und Fluth nicht zeigen (und wir werden später ein solches Beispiel anführen), wird stets das Salzwasser die unterste Schicht des Strombettes ausfüllen. Der Süsswasserstrom, der über dieser Schicht abfliessen muss, wird dadurch seichter gemacht, und er muss, was er an Tiefe verliert, an Breite zu gewinnen suchen. Dies ist so unbedingt erforderlich, dass selbst die Arme von Deltaströmen wieder ihre trompetenförmigen Mündungen haben, wie man dies am Ganges und Indus entwickelt sieht, wie man es selbst an den „Pässen“ (Mündungen) des Mississippi noch wahrnimmt. Ebbe und Fluth bewirken demnach, dass der Strom seine Mündung um das Doppelte öffne, als er ohnehin schon genöthigt wäre; denn die eindringende Fluth ist nichts anderes als eine sechsstündige Stauung

[1]) Rudolf Credner, Die Deltas. S. 51 f.

des Flusses; die Ebbe dagegen besteht aus dem Erguss des Stauwassers und des zufliessenden Stromwassers. Im Bereich der Fluthwirkung muss sich also der Strom so verbreiten, dass er sein sechsstündiges Stauwasser zwischen seine Ufer aufnehmen kann.

Will man solche Stromerweiterungen Aestuarien oder Fluthbecken nennen, so ist das nicht unschicklich; nur muss zuvor der Blick des geographischen Forschers geschärft werden, dass er nicht auch grosse Buchten wie den Laurentiusgolf und die La-Plata-Bay unter die Aestuarien wirft. Für den La Plata zumal wäre der Ausdruck um so verfehlter, als der berühmte Fitzroy, obgleich er Monate lang in Montevideo und Buenos Ayres vor Anker gelegen war, doch nie eine Wirkung von Ebbe und Fluth verspüren konnte.

Wir sehen also, dass gerade bei demjenigen Strome, welcher das geräumigste aller „hohlen Deltas“ besitzt, Ebbe und Fluth gänzlich fehlen und dass wir also den Ausdruck Aestuarien sehr vorsichtig gebrauchen sollten, dass echte Aestuarien wiederum vorkommen an echten Deltaküsten, dass aber allenthalben die echten Aestuarien nur ganz gerinfügige Küsteneinschnitte bilden und nicht verwechselt werden dürfen mit den Golfen oder unterseeischen Thälern, in die sich bisweilen Flüsse ergiessen. Auch wenn es keinen Laurentiusstrom gäbe, würde doch der Laurentiusgolf vorhanden sein [1]); denn er ist mit dem Bau des nördlichen Amerika entstanden und von ihm abhängig. Der Laurentiusgolf ist nämlich nichts weniger als ein von den Laurentiuswassern ausgewaschenes Becken, sondern vielmehr ein unterseeisches, in das Land hineindringendes Thal, welches den Laurentiuswassern die Richtung ihres Ablaufes vorgeschrieben hat. Nach Logan's Geologie von Canada begrenzen beide Ufer des Laurentiusgolfes ansehnliche Gebirge, die sich dem Strome an einer Stelle, wo er schon 15 engl. Meilen (3,2 deutsche Meilen) breit ist, nähern, dann aber nördlich wie südlich zurückweichen, so dass bei Montreal die südliche Erhebung bereits 50 und die nördliche 30 englische Meilen (10,7, resp. 6,4 deutsche Meilen) vom Flusse entfernt liegt. Beide Gebirge bilden die Muldenwände des Laurentiusbeckens, und erst bei Tadoussac beginnt das Stück des Stromes, welches man als sein Aestuarium oder Fluthbecken ansehen darf. Sind solche Golfe Faltungen des Seebodens, so können sie sich auch noch tiefer in's trockene Land hineinerstrecken, und die Folge wird sein, dass auf dem Thalwege der Mulde die Ströme ein bequemes Bett finden, wodurch dann das trügerische Bild entsteht, als

[1]) Die benachbarte Chaleurbay, eine Wiederholung der nämlichen Küstengliederung, ist ein solcher Laurentiusgolf ohne Laurentiusstrom.

sei der Golf nur die Verlängerung eines Flussbettes. Dann müsste man aber auch den Persischen Meerbusen als eine Fortsetzung des Euphrat-Tigris, den californischen als eine Fortsetzung des Colorado-Gila betrachten. Dass aber die Ströme zu den Golfen, nicht umgekehrt die Golfe zu den Strömen gehören, sehen wir am La-Plata-Becken, in das sich rechtwinklig der Uruguay und in rechtwinkligem Knie der Paraná ergiesst. Noch unzweideutiger erscheint das Verhältniss des Golfes von Uraba oder Darien zu dem deltabildenden Atrato, der eine Zeit lang parallel neben diesem „hohlen Delta“ fliesst und gleichsam erst nach längerem Zaudern die Gelegenheit benützt, seinen Lauf durch den Golf zu verkürzen. Ja, es giebt sogar trichterartige Küsteneinschnitte, in die sich gar kein Fluss ergiesst. Als Beispiele könnten schon die tiefen Buchten Patagonien's gelten; doch nehmen sie immerhin wenigstens kleine Küstenwasser auf, wenn diese auch nicht verdächtigt werden können, jene trompetenartigen Einschnitte verursacht zu haben. In Australien haben wir dagegen im Spencer- und im geschwisterlichen St.-Vincentsgolf zwei Küstenhöhlungen, die man für exemplarische „Aestuarien“ ansehen dürfte, wenn sich Ströme in sie ergiessen würden. Der Ausdruck Aestuarien passt übrigens nicht einmal auf alle trompetenartigen Oeffnungen der Ströme; denn wir finden diese in Golfen ohne Ebbe und Fluth wie in dem des La Plata; wir treffen sie ebenfalls in Mittelmeeren ohne Fluthwellen, in den Limanen der südrussischen Flüsse, die sich in den Pontus ergiessen; ja, wir begegnen ihnen sogar bei Mündungen von Seitengewässern in grosse reissende Ströme, wie am Amazonas, so dass sie also überall nur als die Folge einer Zurückstauung des Wassers am Ausguss der Flüsse erscheinen. So vereinfacht sich also unsere Untersuchung auf die Beantwortung der Frage, warum einige Ströme ihre erdigen Bestandtheile sichtbar an den Mündungen absetzen und andere nicht.

Zu allen Zeiten, mag das Wasser eines Flusses klar oder trübe sein, hält es mineralische Bestandtheile chemisch aufgelöst, meistens Silicate und Kalk, je nach den Felsarten, die von seinen Wassern zerstört werden. Diese Bestandtheile sind beim Aufbau der Deltas nur von untergeordneter Bedeutung; denn sie werden, wie Gustav Bischof lehrt, meist sehr weit in das Meer hinausgeführt, bevor sie sich wieder ausscheiden. Vielmehr werden die Alluvionen der Flüsse im wesentlichen aus den sogenannten schwebenden Bestandtheilen erschaffen, die uns sichtbar sind, so oft das Wasser eines Stromes getrübt erscheint. Es ist ganz klar, dass nur ein Strom Anschwemmungen bilden kann, der solche Erden mit sich fortträgt. Der Rhein ist in seinem ganzen oberen Laufe bis Rheineck ein hässliches kalkgraues Wasser; aber bei Schaffhausen strahlt er in grünblauer Klarheit. Der

Rhône im Wallis hat eine erdige Schlammfarbe [1]); wenn wir aber auf der Rousseau-Insel oder auf der neuen Brücke bei Genf ihn abfliessen sehen, können wir die Fische in dem durchsichtigen Wasser zählen. Die Aar verlässt bei Thun den Thuner See in idealer Reinheit; dennoch münden bei Unterseen die schmutzigen Wasser der beiden Lütschinen, und die Aar, welche bei Interlaken uns durch ihre Durchsichtigkeit ergötzt, ist ein trübes Wasser, bevor sie in den Brienzer-See tritt. Flüsse also, welche durch Seen hindurchgehen, verlieren während des Durchganges ihre schwebenden Bestandtheile, welche völlig verbraucht werden zur Ausfüllung dieser Wasserbecken. Erst wenn diese ausgefüllt sind, können die Alpengewässer ihre Trübung noch im weiteren Verlaufe behalten. Dies kann uns zur Erklärung dienen, weshalb der Laurentiusstrom kein Delta bildet; denn er verlässt den Ontario-See so rein wie durchgeseihtes Wasser. Dasselbe ist mit seinem Nachbar, dem Saguenay, der Fall, welcher durch den St.-Johns-See in den Laurentiusgolf mündet. Nur dürfen wir diesem Umstande nicht die Bildung der Trichtermündungen zuschreiben; denn wir kennen Flüsse, wie die Elbe, Themse, Severn, welche keine Seen durchströmen und doch geöffnete Mündungen haben, während der Mackenzie Nordamerika's uns wiederum ein Beispiel liefert, dass ein Strom selbst dann noch ein Delta bauen kann, wenn auch ein beträchtlicher Theil seiner Wasser aus Seeabflüssen (Athabasca-See, Grosser Sklaven-See, Grosser Bären-See) besteht. Wir gewinnen aber dadurch den Satz, dass zur Bildung von Anschwemmungen stets ein gewisser Reichthum schwebender Bestandtheile gehört und dass Ströme höchst selten gleichzeitig Seen zuschütten und an ihren Mündungen ein Delta bilden können.

Wie aber der Absatz von Schwemmland vor sich geht, das müssen uns die Ströme selbst erzählen, und wir befragen zunächst den Mississippi, weil seine Thätigkeit am besten erforscht worden ist. Da, wo die Ströme Niederungen erreichen, erbauen sie sich bekanntlich selbst ihr Bett und verwandeln sich ungeheissen in Canäle, insofern sie an ihren Ufern Böschungen oder Bänke absetzen. Diese Bänke wachsen fortwährend, weil auch der Fluss sein Rinnsal durch neue Absätze beständig erhöht. Der Spiegel des Stromes erhebt sich bisweilen so hoch über die angrenzende Landschaft, dass man seine Uferränder nur zu durchstechen braucht, um eine künstliche Bewässerung zu erzielen, was auch die Kirgisen am Syr-Darja auszunützen pflegen. Nach der Mündung zu werden jedoch die Bänke oder Ufereinfassungen immer niedriger; sie sinken beim Mississippi von über 5 auf 0,6 bis 0,5 Meter

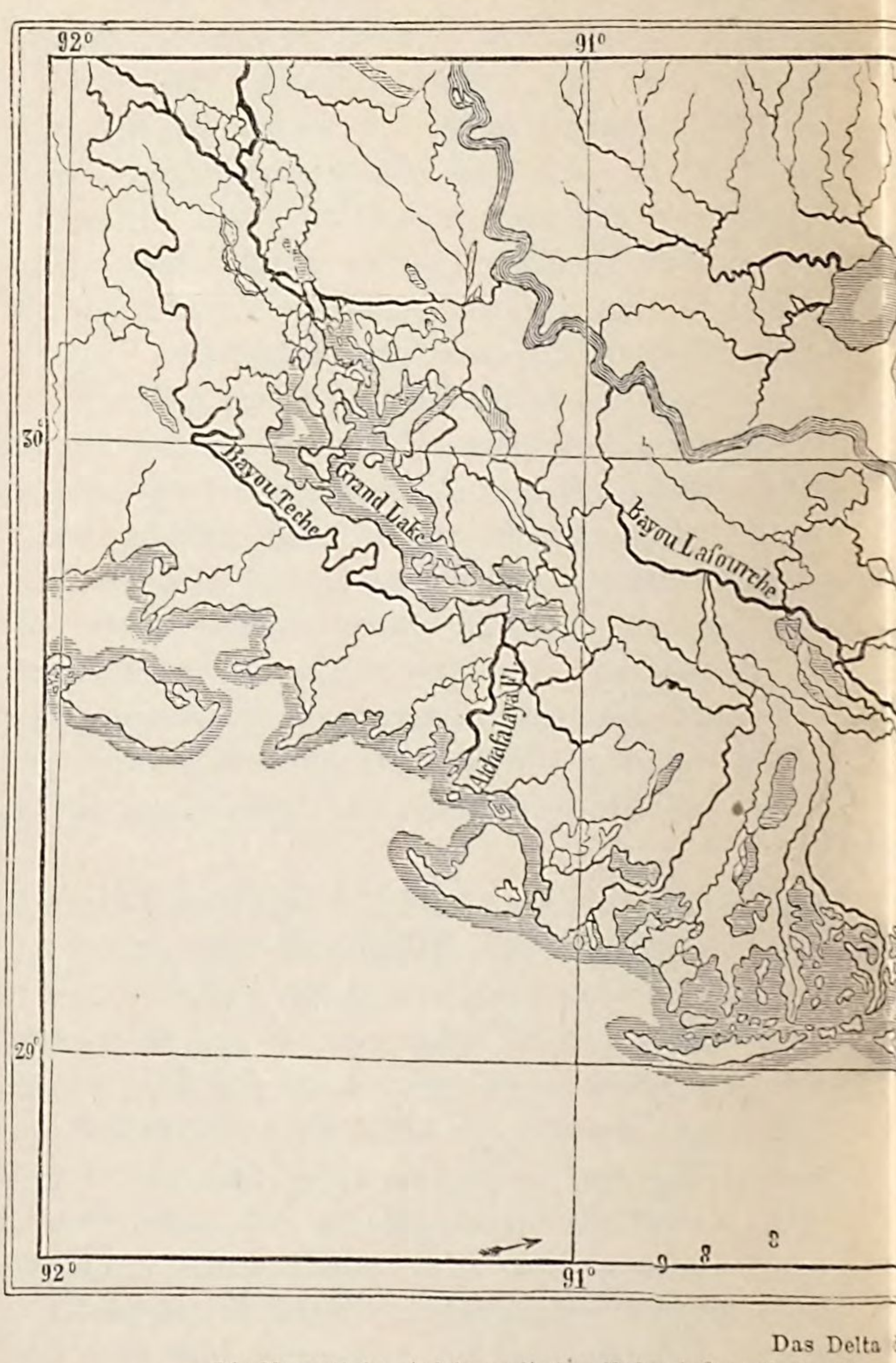
[1]) Seine Alluvionen wachsen sehr rasch. Port Valais (Portus Valesiae) lag, wie H. B. de Saussure bemerkt, zur Römerzeit noch am See; jetzt befindet es sich eine Stunde landeinwärts.

über den Flussspiegel in der Nähe der Pässe, wie man bekanntlich die Ergüsse des Mississippi nennt. Diese Art von Wasserbauten ist beim Mississippi deutlich sichtbar da, wo die Strommasse vor den Pässen in eine Kreuzform sich zertheilt. Man vergesse nicht, dass der Mississippi sein Delta in sehr grosse Tiefen hinaus gebaut hat und dass, wenn wir plötzlich den Mexicanischen Golf trockenlegen könnten, die Strombauten des Mississippi hoch aufgeschütteten Canälen mit tiefen Rinnen und sanften Böschungen gleichen, zugleich aber auch als das Gerippe oder das Fach- und Riegelwerk des Deltas erscheinen würden. Die Mündungsarme des Mississippi wachsen nach Talcot 80 Meter durchschnittlich alle Jahre in den Golf hinein, doch mit dem Unterschiede, dass der Südwestpass, durch welchen allein 34 Procent der Wasser abfliessen, ein stärkeres Wachsthum, nämlich um 103 Meter zeigt, während die Nordost- und Südostpässe bloss um 40 Meter jährlich sich verlängern [1]). Nur zur Hochwasserzeit findet das Wachsthum statt; es ruht dagegen gänzlich in den vier Monaten des Niederwassers wie in den zwei Monaten der Uebergänge. Sobald der geschwollene Mississippi an den Pässen anlangt, findet er dort eine wallartige Barre, die er selbst erbaut hat, ein Jahr früher, am Schluss der Hochwasserzeit. Der hochgehende Strom besitzt jedoch Kraft genug, in dieser Barre eine Rinne auszufurchen und sie in eine neue Canalstrecke zu verwandeln, die er am Schlusse des Hochwassers abermals durch eine jüngere Barre schliesst, welche aber um etwa 80 Meter weiter in den Golf hineinrückt und die er im nächsten Jahre abermals zu durchbrechen beabsichtigt.

Die Höhe der Uferbänke reicht bei ungestörtem Abfluss vollständig hin, um den Strom zu fassen; tritt aber örtlich eine Stauung ein oder ergiesst sich vielleicht ungewöhnlich viel Hochwasser, so kann es nicht ausbleiben, dass der Strom hie und da über seine Bänke abfliesst, dass er eine Lücke hineinreisst und sich einen Seitenerguss verschafft. So lange das Hochwasser dauert, wird ein Theil des Stromes durch den Dammbruch einen Weg finden, und bleibt ein solcher Arm eine längere Periode geöffnet, so nennt man ihn am Mississippi ein Bayou. Betrachten wir nun die Karte seines Deltas (Fig. 69), so wird es auf den ersten Blick so scheinen, als habe der Mississippi ursprünglich seinen Lauf von Nord nach Süd fortgesetzt und sei anfänglich durch den Atchafalaya, dann, als diese Mündung unbrauchbar wurde, weiter östlich durch das Bayou Lafourche abgeflossen, bis er, immer weiter ostwärts gedrängt, sein heutiges Rinnsal sich erschuf. Glücklicher Weise

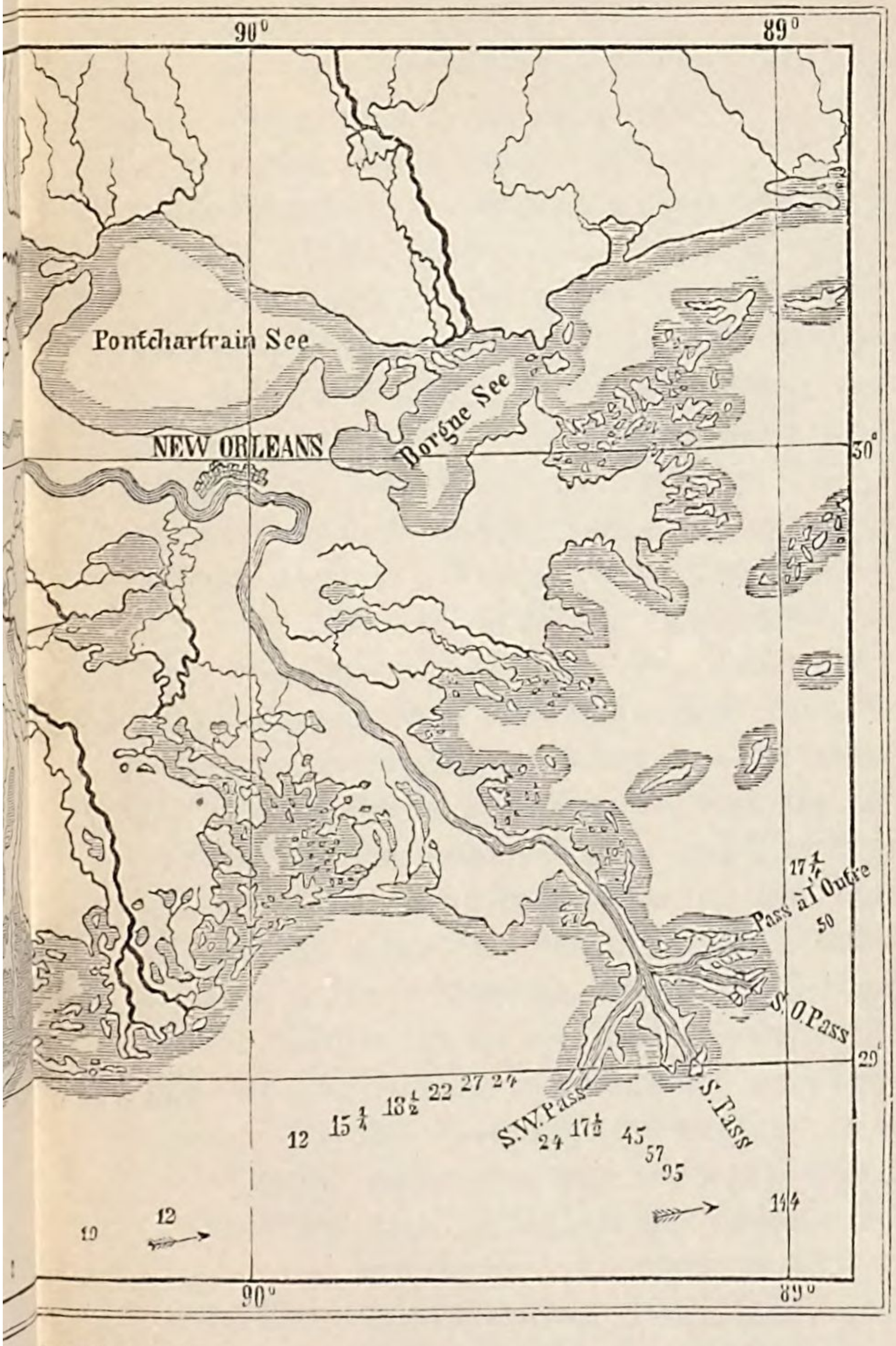
[1]) A. A. Humphreys and H. L. Abbot, Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. Philadelphia 1861. p. 435.

Fig.



Das Delta
Die Meerestiefen sind in englischen Faden à 6 englische Fuss

g. 69.



des Mississippi.
angegeben. Die Pfeile bezeichnen die Richtung des Golfstromes.

haben genaue geologische Untersuchungen den Mississippi vor diesem Missverständnisse seiner Thätigkeiten geschützt. Die grösseren Bayous, die wir nie am linken, stets am rechten Ufer finden, wie Atchafalaya, Lafourche und Teche, sind zu keiner Zeit Mississippibetten, sondern immer nur gemeine Bayous gewesen, die fast nur zu Hochwasserzeiten ergiebige Abflüsse bilden. Wo wir den majestätischen Strom jetzt fliessen sehen, ist er immer geflossen; ja, wenn man den Ausdruck Delta nur auf solche Flussanschwemmungen einschränken wollte, wo sich ein Strom gabelt, so würde das Mississippidelta nur dort gesucht werden dürfen, wo in neuerer Zeit die „Pässe“ des Stromes beginnen. Eine Untersuchung des Bodens hat diese gewichtige Thatsache genügend festgestellt. Wäre jemals der Mississippi durch das Bayou Lafourche oder den Atchafalaya abgeflossen, so müssten wir noch jetzt in beiden Rinnen die Uferbänke stehen sehen, welche einst der grossen Mississippimasse als Leisten dienten, und die heutigen Bayouwasser wieder sich kleine Rinnsale in dem leeren Mississippibette ausgefurcht haben. Dies ist weder bei dem Lafourche noch bei dem Atchafalaya der Fall; wohl aber fliesst das Bayou Teche zwischen den Uferwällen eines verschollenen Stromes. Verfolgt man aber diese Uferwälle aufwärts, so ergiebt sich, dass sie nicht zum Mississippi, sondern zum Red River führen, für den sie auch zu allen Zeiten ausgereicht haben können, was sich dagegen vom Mississippi nicht sagen liesse.

Es muss nun sogleich auffallen, dass der grössere Theil des Schwemmlandes sich an der rechten Seite des Stromes ausgebreitet hat, während am linken nur ein schmaler Saum das Ufer begleitet. Diese Ungleichheit kann man sich damit erklären, dass auch nur auf der rechten Seite sich die grösseren Bayous ergossen und daher mehr Schlammmassen nach dieser Seite hin sich in den Golf gesenkt haben. Indessen sind die Abflüsse durch die stets seichten und engen Bayous viel zu gering, um den auffälligen Unterschied zwischen beiden Ufern zu rechtfertigen. Was der Mississippi gegenwärtig an festen Bestandtheilen in den Golf trägt, reicht eben nur zur Aufschüttung der Pässe hin, welche das Gezimmer zum Einschluss der anderen Sedimente liefern, welche letzteren aber anderswoher kommen mussten. Ehemals hatte er an dem Red River einen Gehülfen, dessen Schlammwolken an den Wänden des Mississippi ihre Ruhe fanden. Allein der Red River bringt nur den zehnten Theil der Mississippimassen; folglich reichten auch seine Stoffe noch nicht zur Ausfüllung des Deltas hin. Auffallend ist es schon, dass der Mississippi gerade dort, wo sein Deltaboden beginnt, plötzlich von seinem südsüdwestlichen Laufe fast um den Werth eines rechten Winkels nach Südosten umgebogen wird. Ohne Zwang ändert kein Gewässer, um wie viel weniger eine solche Wassermasse ihre Richtung.

Zwar empfängt der Mississippi dort gerade einen Stoss vom Red River in der günstigen Richtung; aber es ist doch nicht mehr als der Stoss eines Kindes auf einen rüstig ausschreitenden Mann. Vielleicht hat aber dieselbe Kraft, welche den Mississippi nach Südosten drängt, auch auf seinem rechten Ufer den Ueberfluss an neuem Lande herbeigetragen. Nun haben wir aber aussen im Mexicanischen Meerbusen eine solche Kraft in dem Golfstrom, der sich rechtwinklig zur Hauptrichtung des Mississippi oder in seinem Becken von links nach rechts wie der Zeiger einer Uhr bewegt. Da der Golfstrom an den „Pässen“ noch deutlich gespürt wird, so werden auch die Wasser an den Golfrändern von der allgemeinen Bewegung mit nach Osten getragen werden, und dieser Bewegung ist es zuzuschreiben, dass sich auf dem rechten Ufer des Mississippi mehr Schwemmland angehäuft hat als auf dem linken. Es kamen dann zu dem, was die Bayous absetzten und was der Red River, als er noch in seinem alten Bette floss, herbeibrachte, die Sedimente aller Küstenflüsse im Westen des Red River hinzu, die durch die kreisende Bewegung des Golfwassers der Küste entlang geschoben wurden, bis die Uferbänke des Mississippi sie aufhielten. Recht zuversichtlich aber werden wir dies erst dann behaupten dürfen, wenn sich an den Alluvionsbauten auch anderer Flüsse die Thätigkeit von Küstenströmungen, wo solche vorhanden sind, nachweisen lässt.

Betrachten wir daher den Nil (s. Fig. 47 in Bd. I, S. 373), an dessen Mündungen vorüber gleichfalls eine kräftige Küstenströmung von West nach Ost streicht! Um die Schlammbauten des Altvaters der Ströme nicht misszuverstehen, müssen wir an einige Veränderungen in der historischen Zeit erinnern. Die Lagunen, welche dem Nordrand des Deltas seinen amphibischen Typus geben, waren zu Strabo's Zeiten schon vorhanden, jedoch mit einigen Unterschieden. Der Mariut (Mareotis) trocknete seit der christlichen Zeitrechnung beinahe völlig aus, bis ihn die Briten während des Bonaparte'schen Feldzuges mittelst eines Durchstiches bei Abukir neuerdings wieder füllten. Die anderen Lagunen weiter gegen Osten sind ebenfalls im Austrocknen begriffen, mit Ausnahme des Mensaleh-Sees, welcher sich vergrössert und ehemals bewohntes Marschland in neuerer Zeit überschwemmt hat, seitdem man die Dämme am Ufer vernachlässigte und das Mittelmeer durch die alten mendesischen und tanitischen Nilmündungen (östlich von Damiette) wieder hereintrat. Damiette und Rosette lagen noch zur Zeit der letzten Kreuzzüge am Meere, sind aber durch das Vorrücken des Schwemmlandes in Nilstädte verwandelt worden. Strabo zählte noch sieben Mündungen auf, wovon die canopische am weitesten nach Westen, die pelusische am weitesten nach Osten lag. Die drei wasserreichsten

Nilergüsse im Alterthum waren die canopische (in der Mitte zwischen Alexandria und Rosette), die bolbitinische (Rosette-Arm) und phatnitische (Damiette-Arm). Geographen und Geologen sind einig, dass in vorhistorischer Zeit der Nil durch den Bahr-bela-ma (Fluss ohne Wasser) und durch die heutigen Natron-Seen westlich von Alexandria sich ergoss, so dass die Nehrungen der Edku-Lagune als ein älteres Geschenk des Nil's zu betrachten sind. Jetzt ergiesst sich der Nil hauptsächlich nur durch die zwei grossen Arme von Damiette und Rosette. Man könnte daher versucht sein, zu schliessen, dass der Vater Nil, der Verzettelung seiner Wasser durch besenartige Theilung überdrüssig, zu einem einfacheren Strombaue zurückzukehren trachte. Aber seit Jahrtausenden hat man durch Canäle und Dämme so viel an seinem Lauf herumgedoctert, dass das Wasser nicht mehr „einhertritt auf der eigenen Spur".

Es bedarf keiner langen Beweise, dass das ausströmende Flusswasser, wenn es vor seiner Mündung einer Küstenströmung begegnet, von dieser seine Richtung empfängt, wie der Rauch eines Fabrikkamins gleich einer Windfahne von der bewegten Luft fortgetragen wird. Der Schlamm eines westlichen Armes des Nil's wird sich daher an den westlichen Uferbänken seines östlichen Nachbars ansammeln, und das Marschland westlich vom Damiette-Arm stammt sichtlich aus dem Rosette-Arm, das Land westlich vom Rosette-Arm aus der älteren canopischen Mündung. Gerade dort, wo der Küstenstrom gegen die vorrückenden Uferbänke sich bewegt, finden wir auch die breitesten Ansätze von Schwemmland, das aus einem Gemisch von Nilschlamm mit Mittelmeersand besteht [1]). Dies bestimmte den scharfsichtigsten aller Städteerbauer, den macedonischen Alexander, den Ort zu dem grössten Seeplatze des Alterthums und des Mittelalters auf einer Nehrung der Mariutlagunen zu suchen, wo der Hafen, oberhalb der Mittelmeerströmung gelegen, keine Verschlammung zu besorgen hatte.

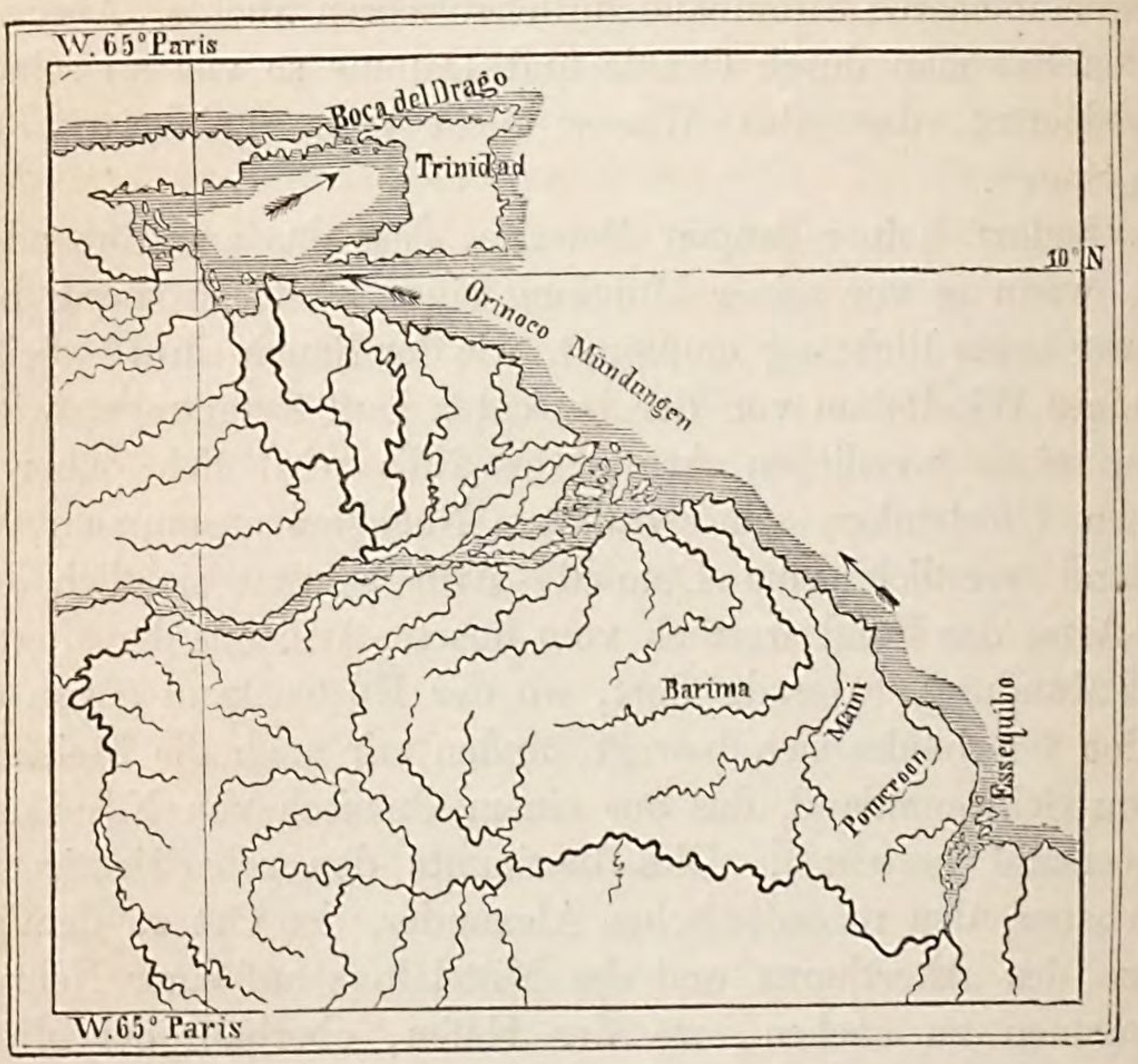
Nirgends aber ist die Wirkung der Küstenströmungen im Aufbau des Landes sichtbarer als in Südamerika, wo die grosse Aequatorialströmung längs der Küsten nach dem Golf von Paria strebt, um sich mit Hast und Gewalt durch den Drachenschlund (Boca del Drago [2])) in das Caribische Meer zu ergiessen. Zwischen Essequibo und Orinoco

[1]) Seit der Bau des neuen Dammes bei Port Said begonnen worden ist, hat sich an seiner Westseite soviel Sand und Schlamm abgesetzt, dass der Quai Eugénie bereits um $1^1/_2$—2 Kabel Breite vom Meere getrennt worden ist, welches in den ersten Jahren beinahe unmittelbar an die dortigen Gebäude reichte. v. Tegetthoff bei Zenker, Der Suez-Canal. Bremen 1869. S. 10.

[2]) So schreiben fast alle Karten; richtiger wäre indessen Boca del Dragon.

finden wir nicht weniger als drei Küstenflüsse, Pomeroon, Maini [1]), Barima (s. Fig. 70), die anfangs senkrecht gegen den Ocean fliessen und dann plötzlich wie auf Geheiss um ein Kreisviertel nach links schwenken. Hier lehrt uns der Anblick der Natur im Kartenbilde, dass die Küstenströmung mächtig genug war, die Flüsse mit sich fortzuziehen. Erst hat sie dieselben umgebogen und dann an ihren rechten Ufern neues Land angehäuft. Dem Pomeroon führte sie die Schlammmassen des Essequibo, dem Maini die des Pomeroon, dem Barima die

Fig. 70.



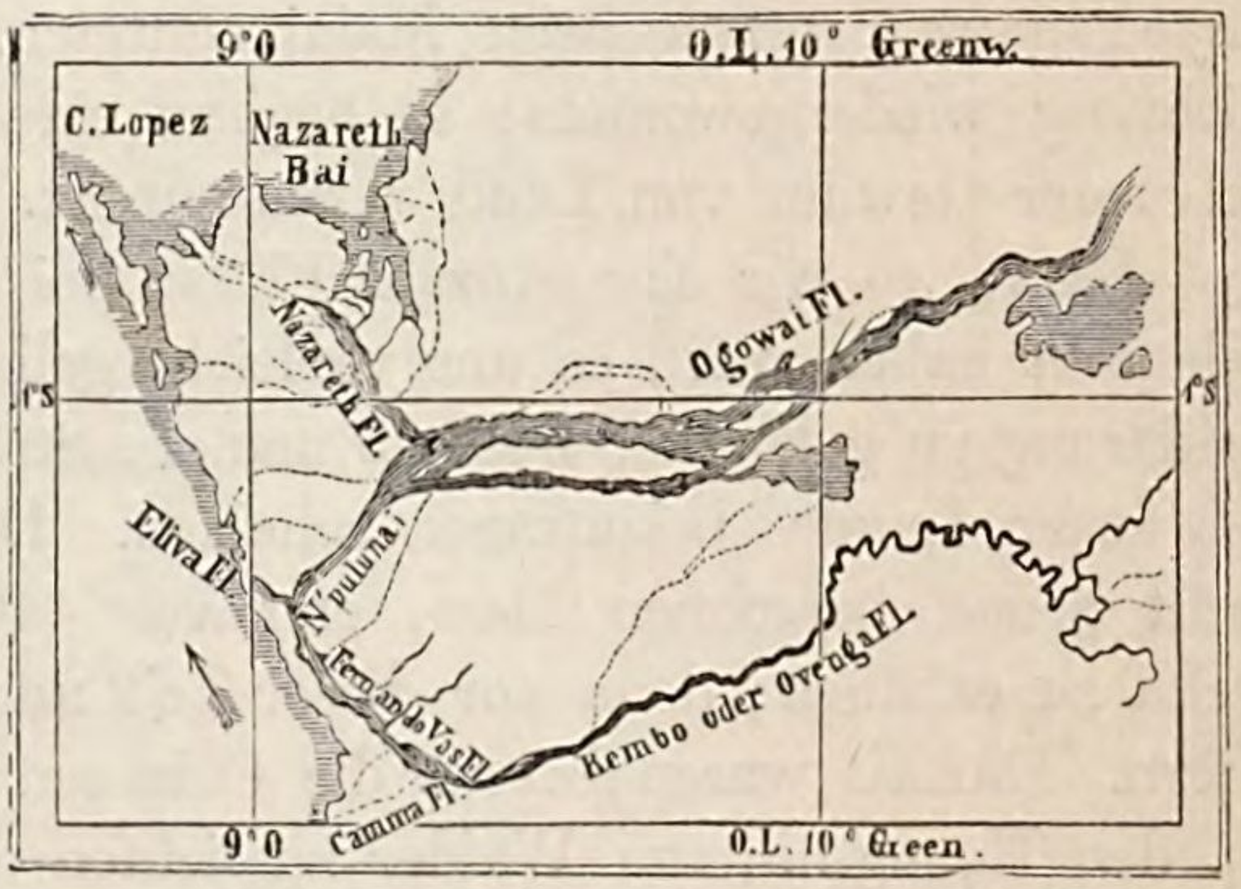
Das Orinocodelta und die Küstenflüsse von Britisch-Guayana.

des Maini zu, nachdem zuvor der Barima schon auf ähnliche Art einen linken Nachbar in ein Seitengewässer des Orinoco verwandelt hatte. Wie die Bäume ihre Jahresringe absetzen, so sieht man dort das britische Guayana um einen neuen Alluvionssaum wachsen, und zwar dauert dieser Vorgang noch immer fort. „Mancher Küstenbewohner des britischen Guayana, der vor wenigen Jahren aus seinen Fenstern noch das Meer erblickte," bemerkt Richard Schomburgk, „sieht sich jetzt durch einen Wald von Leuchterbäumen (Rhizophoren) davon

[1]) So heisst dieser Fluss auf den älteren Karten; Schomburgk dagegen schreibt Waini.

getrennt. Herr Mac Clintock versicherte mir, dass das östliche Ufer des Pomeroon während seines sechsjährigen Aufenthaltes sich um eine Achtel-Meile (mile), das westliche um 40 Fuss (12 Meter) verlängert habe.“ Wir könnten noch hinzufügen, dass zwischen Amazonas und Essequibo dieselben Erscheinungen wiederkehren. Auch dort finden wir Küstenflüsse in der Richtung der oceanischen Strömung umgebogen, wie den letzten rechten Nebenfluss des Surinam, wie den Saramaca und den Fluss, der bei Cap Cassipuri mündet. Auch wird man beobachten, dass fast alle Mündungsstrecken der Flüsse sich nach links neigen, keine nach rechts, ferner dass alle Landzungen von rechts nach links, also in der Richtung der Küstenströmung wachsen. Andere Beispiele finden sich an der Nordküste Südamerika's. „Sur les côtes néogrenadines,“ bemerkt Élisée Reclus[1]), „qui s'étendent du cap de la Vela au pied des montagnes neigeuses de Santa-Marta, toutes les bouches fluviales sont repoussées vers l'ouest par le courant du littoral qui se porte vers le golfe du Darien.“ Diese Küstenströmung biegt um die Punta de Caribana, ergiesst sich südwärts in den Golf von Uraba und nöthigt dort den Atrato, auf der anderen Seite des Golfes abzufliessen; dadurch wird wiederum die Tanela bei ihrer Mündung senkrecht umgebogen, und es erfolgt ein Absatz von Schwemmland, genau wie bei den Flüssen Guayana's[2]). Wir ziehen indessen ein anderes Küstengemälde der äquatorialen Natur im atlantischen Afrika zum Vergleiche vor, nämlich die Umgebung des Cap Lopez (s. Fig. 71), wohin der Ursprung der südlichen Aequatorialströmung verlegt wird; wenigstens bewegen sich an der dortigen Küste die atlantischen Wasser von Süd nach Nord. Der Ogowai wie der Rembo sind dort genöthigt worden, in die Kniee zu brechen und durch die Nazareth- und Fernando-Vaz-Arme sich einen Weg

Fig. 71.



Afrikanische Alluvionsbildungen bei Cap Lopez nach Serval's Aufnahme, aus Petermann's Mittheilungen reducirt.

[1]) La Terre. Deuxième édition. Paris 1870. Tome I, p. 446.

[2]) Vgl. Lucien de Puydt's Karte des Isthmus von Darien im Journal of the R. Geogr. Society of London 1868, p. 69.

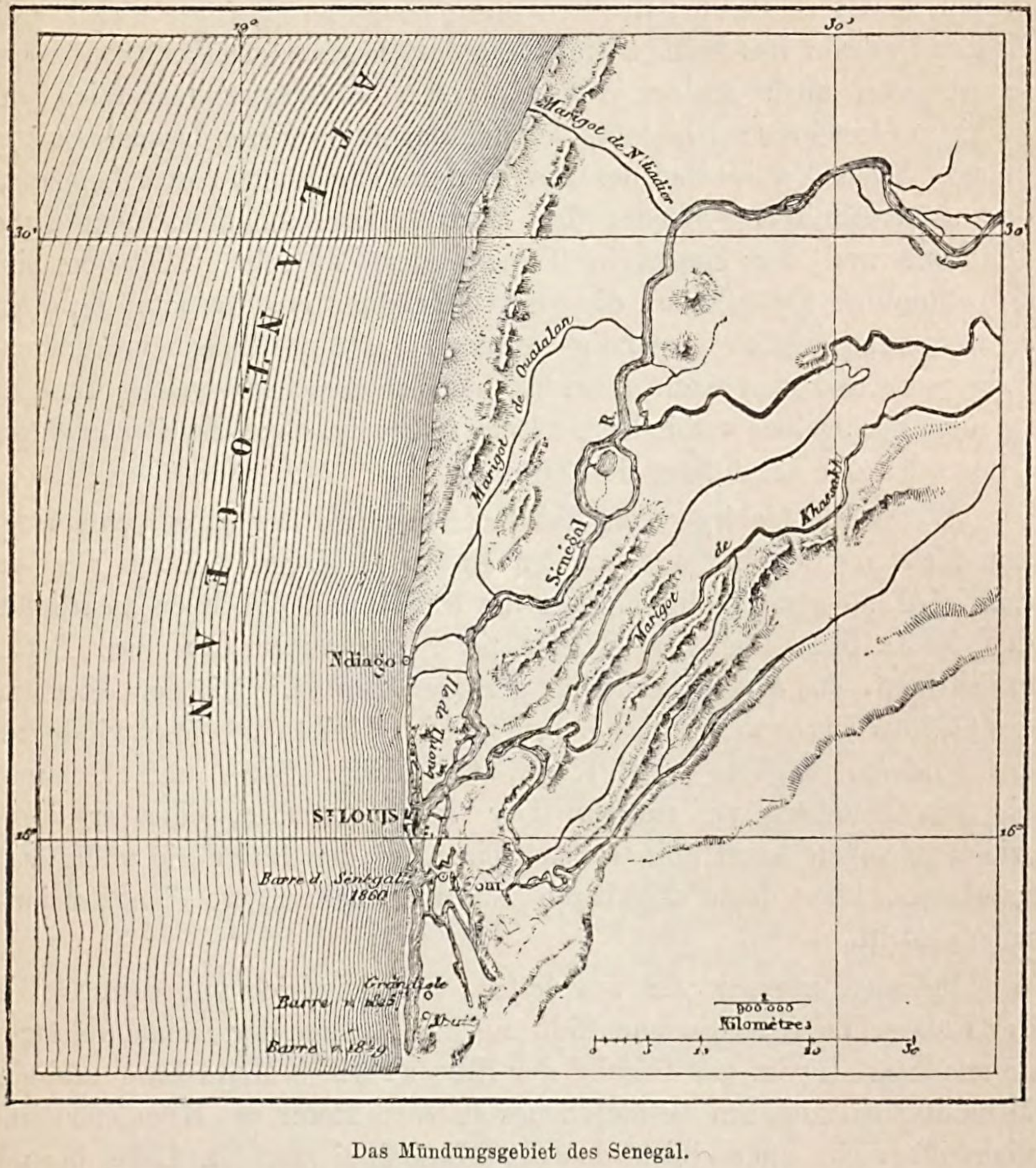
nach dem Meere zu suchen. An der Mündung des Fernando Vaz hatte sich zwischen du Chaillu's erstem und zweitem Besuch durch An- und Abschwemmung so viel verändert, dass er nach vier Jahren die alten Oertlichkeiten kaum wiedererkannte [1]). Mit der Zeit wird aber jeder Strom Neigung spüren, wieder in seine alte straffe Richtung zurückzufallen. Es werden sich bei Hochwasser Bayous bilden und zwar am leichtesten an der Stelle, wo das Kniegelenk des Stromes liegt. Ein solches Bayou des Rembo ist die Camma und des Ogowai der Arm, der als N'pulunai von Serval bezeichnet wird. Dauert diese Neigung fort, so kann es geschehen, dass die Bayous durch allmähliche Vertiefung die ganze Wassermasse an sich ziehen und das Kniestück des Stromes durch Versandung wieder auslöschen. Aehnliche Verhältnisse bietet die Mündung des Senegal. Etwa 20 Kilometer vom Meere entfernt wendet er sich plötzlich nach Süden und fliesst lange Zeit in gleichem Sinne mit der Küstenströmung parallel dem atlantischen Ufer von Nord nach Süd, bis er endlich südlich von St. Louis das Meer erreicht (Fig. 72). In früherer Zeit setzte der Strom oder wenigstens einer seiner Arme seinen geraden Lauf von Ost nach West bis zum Ocean fort, und man findet noch heute an Stelle des alten Bettes eine sumpfige Rinne, die unter dem Namen des Marigot von N'diadier oder der Maringouiens bekannt ist. Es wäre sehr leicht möglich, dass der Senegal später wieder einmal in diese alte Strasse zurückkehrte. Auch bei den Küstenflüssen Guayana's sehen wir den Durchbruch eines Bayou ganz deutlich beim Maini eintreten. Hat der Fluss seine alte Richtung wiedergewonnen, so beginnt eine neue Umbiegung, mit der ein neuer Gewinn von Land verknüpft ist.

Jetzt, wo wir eine Anzahl Flüsse bei ihren Uferbauverrichtungen belauscht haben, wird es uns vielleicht gelingen, zu einer beruhigenden Erklärung zu gelangen, weshalb manche Ströme gar nichts zur Mehrung des festen Landes beizutragen scheinen. Der Mississippi hat, wie sich recht genau berechnen lässt, erst vor 4400 Jahren begonnen, sein Delta zu erbauen; denn vor dieser Zeit mündete er zwischen tertiären Ufern. Damals waren bereits die Chinesen vom Künlün hinabgezogen an den Hoang-ho, um Wälder zu lichten und Sümpfe auszutrocknen; aber etliche Jahrhunderte mussten noch verstreichen, ehe die ältesten Pyramiden am Nil erbaut wurden. Fragt man, womit sich der Mississippi in seinem ante-alluvialen Alter beschäftigt habe, so vermuthen Humphreys und Abbot, seine Biographen, dass er weiter oberhalb zuerst einen See ausschütten musste. Geologische Urkunden einer solchen Leistung werden sich vielleicht noch auffinden lassen, und für

[1]) Du Chaillu, Ashango-Land. p. 9.

alle Fälle, wo Ströme durch Seen gehen, besitzen wir eine Rechtfertigung für den Mangel an Schwemmland vor ihrer Mündung. Sie reicht aus für den Laurentiusstrom, der aus dem Ontario-See abfliesst, und für Back's grossen Fischfluss, der eine ganze Reihe von Becken

Fig. 72.



Das Mündungsgebiet des Senegal.

zu durchlaufen hat; sie erklärt uns aber nicht, dass sich die Weser, Elbe und Themse ihre Mündungstrichter offen erhalten haben. Die Themse zwar ist auffallend arm an schwebenden Bestandtheilen, und wo diese mangeln, kann eine Ausfüllung der Mündung nicht stattfinden. Die Armuth des Themse-Wassers an schwebenden Bestandtheilen erklärt aber Gustav Bischof damit, dass ihr Wassergebiet oder ihr Erosionsbereich in Kalkgebirgen liegt, deren Bestandtheile vom Wasser chemisch

aufgelöst werden. In der That ist durch genaue Analysen festgestellt worden, dass die Menge der in dem Themse-Wasser gelösten kohlensauren Kalkerde stets viel grösser ist als die der schwebenden Bestandtheile[1]). Doch wendet Rudolf Credner in seiner schon mehrfach erwähnten lehrreichen Arbeit: „Die Deltas“ (S. 47) gegen die Behauptung Bischof's mit Recht ein: „Wäre die erwähnte petrographische Beschaffenheit des Erosionsgebietes der Themse wirklich die einzige Ursache des Fehlens eines Mündungsdeltas derselben, so müssten naturgemäss auch andere Flüsse, deren Entwässerungsbereich aus kalkigen Gesteinsarten besteht, Deltabildungen vermissen lassen. Solches müsste beispielsweise bei der Piave, dem Tagliamento und Isonzo an der nordadriatischen Küste, der Narenta in Dalmatien, dem Arno, Ombrone und der Magra in Toscana der Fall sein. Trotzdem sind sie sämmtlich Deltaflüsse, die (mit Ausnahme der Narenta) ihre Anschwemmungsgebiete beständig weiter in das Meer hinaus vorrücken.“ Wir müssen darum nach anderen Ursachen forschen, welche die Entstehung der Deltas verhindern. Eine solche ist ohne Zweifel auch das Alter oder die Ermüdung der Ströme.

Wenn das Gebirge oder das Hochland, wo der Strom entspringt, sich nicht mehr hebt, was bei den älteren Gebirgen meistens der Fall sein wird, so muss dadurch, dass die Flüsse und die ihnen zuströmenden Bäche beständig ihre Thäler tiefer ausfurchen und ihre Betten erniedrigen, das Gefäll beständig geringer werden. Mit der Abnahme des Gefälls sinkt, wenn alles Uebrige gleich bleibt, die Geschwindigkeit des Flusses, folglich seine Kraft, Geschiebe, Sand und Schlamm bis zur Mündung zu tragen. Der Fluss ermüdet, oder er altert, wie man sagen kann, bis er sich einem in der Natur nie völlig vorhandenen, aber doch denkbaren Zustande nähert, wo eine Erosionsruhe eintritt.

Indessen müssen wir uns hüten, ausschliesslich von dem Gefälle der Flüsse und ihrer Sedimentführung den Aufbau der Deltas abhängig zu machen. So ist das Gefälle der Elbe zwischen Magdeburg und der Mündung ein ziemlich beträchtliches (0,0716 Meter pro Kilometer) und übertrifft nicht unerheblich das des Mississippi (von St. Louis bis zur Mündung 0,05 Meter pro Kilometer), des Nil's (von Cairo bis zur Mündung 0,04 Meter pro Kilometer), der Donau (von Pressburg bis zur Mündung 0,035 Meter pro Kilometer) und der Wolga (von Zarizyn bis zur Mündung 0,02 Meter pro Kilometer); dennoch ist sie unter den

[1]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn 1863. Bd. I, S. 273 f.

genannten Strömen allein ohne Delta. Da übrigens die Geschwindigkeit eines Stromes nicht allein mit seinem Gefälle, sondern gleichzeitig mit seiner Wassermasse wächst, so wird auch durch diese seine grössere oder geringere Transportfähigkeit bedingt. Doch ist auch die Geschwindigkeit des Abflusses bei der Deltabildung keineswegs entscheidend. So schiesst der Mississippi bei einer mittleren Abflussmenge von 17 440 Cubikmetern in der Secunde pfeilschnell dahin, während die Donau, welche dem Pontus in jeder Secunde 9180 Cubikmeter Wasser liefert, schon bei Semlin so langsam ihres Weges dahinzieht, dass die Bewegung des Wassers nur durch einen auf der Oberfläche schwimmenden Körper zu erkennen ist. Und doch sind beide Ströme die Schöpfer mächtiger Deltas. Auch der Nil, dessen mittlere Abflussmenge nach Lombardini's Messungen 3682, nach denen Talabot's nur 2908 Cubikmeter in der Secunde beträgt, schleicht so langsam dahin, dass man, wie uns Oscar Fraas [1]) belehrt, „am Flusse selber niemals die Stromrichtung zu beurtheilen im Stande ist", und doch ist auch er unermüdet thätig, sein Delta zu vergrössern [2]).

Da die Deltas durch die Schwemmproducte der Flüsse geschaffen werden, so muss immerhin ganz nothwendig eine stärkere Sedimentführung die Deltabildung begünstigen. In der That besitzen viele Deltaflüsse einen ausserordentlichen Sedimentreichthum. Wir entnehmen den werthvollen Zusammenstellungen Credner's [3]) über diese Verhältnisse einige besonders instructive Angaben. Nach Forshey, welcher während 52 Wochen (vom Februar 1851 bis dahin 1852) bei Carrolton oberhalb New-Orleans das Mississippi-Wasser untersuchte, transportirt der Mississippi allein in schwebendem Zustande alljährlich 812 500 Millionen amerikanische Pfund (368 875 Millionen Kilogramm) erdiger Theile in den Golf von Mexico hinab, wobei alle diejenigen Stoffe (Kies, Schlamm, zusammengeballte Thonkugeln etc.) noch unberücksichtigt geblieben sind, welche der Strom auf seinem Boden fortwälzt (etwa 750 Millionen amerikanische Cubikfuss = 21,25 Millionen Cubikmeter). Das erstgenannte Material würde, gleichmässig über eine Fläche von einer amerikanischen Quadratmeile (= 2,59 Quadratkilometer) ausgebreitet, diese um 241, das letztere um 27 amerikanische Fuss (73,5 + 8,2 = 81,7 Meter) erhöhen [4]). Der Ganges bewegt bei Gasipur (110 geogr. Meilen oberhalb der Mündung, zwischen Banaras und Patna) nach Everest's Messungen folgende Erdmassen fort:

[1]) Aus dem Orient. Stuttgart 1867. Bd. I, S. 211.
[2]) Rudolf Credner, Die Deltas. S. 48.
[3]) l. c. S. 45 f.
[4]) A. A. Humphreys and H. L. Abbot, l. c. p. 148.

6 082 041 600 englische Cubikfuss in 122 Regen-Tagen,
247 881 600 „ „ „ den 5 Wintermonaten,
38 154 240 „ „ „ den 3 trockenen Monaten,

6 368 077 440 englische Cubikfuss (c. 180 Millionen Cubikmeter) im Jahre.

Mittelst einer solchen Sedimentmasse könnte man eine Fläche von $228^1/_2$ englischen Quadratmeilen um 1 englischen Fuss (1 Quadratkilometer um 180 Meter) aufschütten[1]). Der Indus trägt im Laufe eines Jahres 5866 Millionen Cubikfuss (166 Millionen Cubikmeter) Sedimente in das Meer hinab[2]) und die Donau 32,85 Millionen Cubikmeter (täglich 90 000 Cubikmeter nach zehnjährigen Beobachtungen, in den Jahren 1870 und 1871 sogar 208 500 Cubikmeter täglich)[3]).

Umgekehrt sind gewisse deltalose Ströme ausserordentlich arm an Sinkstoffen. So enthält die Themse bei Battersea im Maximum nur 2,74 feste Theile in 100 000 Theilen Wasser, während im Hoang-ho 500, im Ganges 87, im Nil 160, im Rhône 40—59 Theile auf eine gleiche Wassermasse kommen. Doch würden wir irren, wenn wir von der Sedimentführung eines Stromes allein die grössere oder geringere Fähigkeit, ein Delta zu bilden, abhängig machen wollten. So barg die Weichsel nach G. Bischof's Ermittelungen im Jahre 1853 selbst bei Culm, also noch mehr als 15 geographische Meilen oberhalb der Mündung, bei Hochwasser im März nur 5,82, im April bei 3 Meter niedrigerem Wasserstand nur 2,53 schwebende Bestandtheile in 100 000 Theilen Wasser[4]); trotzdem ist ihr Delta noch in stetem Wachsen begriffen. Hingegen ist das Wasser der Gironde ausserordentlich reich an Sinkstoffen (417 feste Theile in 100 000 Theilen Wasser), noch reicher als dasjenige des Ganges, des Nil's, des Mississippi, des Rhône. Dennoch vermissen wir bei ihr jede Spur eines Deltas; vielmehr ergiesst sie sich in einen offenen Mündungstrichter. Auch für die Elbe ist es unzulässig, ihr „hohles" Delta einem Altern oder Ermüden zuzuschreiben. Wer jemals an Brunsbüttel und Cuxhaven vorüber nach dem benachbarten Helgoland gesegelt ist, dem werden die weithin deutlich erkennbaren Schlammfluthen des Stromes aufgefallen sein. Die Elbe bewegt nicht bloss auf ihrem Grunde grosse Massen von sandigem Material ihrer Mündung zu, sondern enthält auch viel Flusstrübe, welche die

[1]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. Vol. I, p. 478 sq.

[2]) Journal of the R. Geogr. Society of London 1867, p. 70.

[3]) C. Muszynski: Die Regulirung der Sulina-Mündung in den Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. XIX (1876), S. 341 f.

[4]) Gustav Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn 1863. Bd. I, S. 275.

fortwährende Versandung und Verschlammung des Flussbettes unterhalb Hamburg zur Folge hat. F. Wibel fand am 3. December 1875 durch Abfiltriren des Elbwassers der Hamburger Wasserleitung in 100 000 Theilen 11 Theile Flusstrübe [1]), also wesentlich mehr als G. Bischof bei dem Hochwasser der Weichsel, und doch besitzt die Elbe kein Delta. Es muss demnach hier dafür gesorgt sein, dass die Sedimente stets wieder hinweggeschwemmt werden.

Die Reinigung durch Ebbe und Fluth hat, wie wir oben bereits gesehen haben, nur eine beschränkte Wirkung; es ist daher die Annahme berechtigt, dass eine andere Thätigkeit des Meeres, der durch Winde erzeugte Wellenschlag, im Stande ist, die Deltabildung zu verhindern. Wie sehr das Meer, durch Stürme erregt, an der Zerrüttung der Küste arbeitet, wurde bereits früher (Bd. I, S. 439 ff.) unter dem Hinweis auf die Ufer des Canal la Manche und der Nordsee erläutert. Da nun die brandende See ohne Zweifel das werdende Land ebenso gut angreift wie das schon längst dem Schosse des Meeres entstiegene, so darf die mangelhafte Deltaentwicklung an den Rändern dieser Meeresgebiete wohl zu einem guten Theil dem verheerenden Wogengange an den dortigen Küsten zugeschrieben werden. Indess möchten wir diesen nicht allein dafür verantwortlich machen.

Da das Meer überall da mit dem besten Erfolge die Küsten benagt, wo ein Land allmählich unter das Meer hinabtaucht (vgl. Bd. I, S. 380), so liegt der Gedanke nahe, auch den Niveauschwankungen der festländischen Ufer, d. i. den seculären Hebungen und Senkungen eine gewisse Bedeutung bei der Aufrichtung der Deltas zuzuerkennen. Insbesondere hat Rudolf Credner von diesem Standpunkte aus die Deltas eingehend untersucht [2]) und ist hierbei nach Besprechung einer Reihe von Beispielen zu dem Schlussresultate gelangt, „dass Senkungen von Küsten nicht allein die Weiterentwicklung und das Wachsthum dort vorhandener Deltas hemmen, sondern sogar überall dort, wo nicht der Mensch durch künstliche Schutzbauten die eigentlich dem Meere bereits anheimgefallenen Alluvialniederungen vertheidigt, das Verschwinden derselben unter dem Seespiegel zur Folge haben.“ Credner zeigt, wie durch das Abwärtstauchen Unter-Aegypten's der Vergrösserung des Nildeltas bereits ein Ziel gesetzt ist, wie das einem Senkungsgebiete angehörende Delta der Narenta mehr und mehr an Umfang verliert, wie vor den Mündungen des Hudson und Connecticut

[1]) Hamburg in naturhistorischer und medicinischer Beziehung. Festschrift zur 49. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte. Hamburg 1876. S. 238.

[2]) l. c. S. 60 ff.

vorzeitliche Deltas längst unter den Fluthen des Meeres begraben sind und wie endlich die Uferbauten des Rhein's, der Ems, der Weser, der Elbe zum Theil eine Beute des Meeres geworden, zum Theil nur durch mächtige Dämme vor einer völligen Vernichtung geschützt sind. Auch das Podelta will Credner unter dieses Gesetz beugen, indem er den Nachweis zu führen unternimmt, dass hier in neuerer Zeit keine eigentliche seculäre Senkung mehr stattfindet, sondern nur der lockere, durchfeuchtete Schwemmboden in sich zusammensinkt und grössere Bauwerke, wie Kirchen, Brücken etc., vermöge ihrer Schwere tiefer in den weichen, nachgiebigen Boden eindringen.

Nun soll keineswegs geleugnet werden, dass seculäre Hebungen die Entstehung der Deltas beschleunigen, seculäre Senkungen aber sie verzögern; doch überschätzt Credner die Wirkungen der letzteren, wenn er die Behauptung ausspricht, „dass sie die Neubildung und das Wachsthum der Deltas überall verhindern“ [1]).

Für das Nildelta scheint Credner dies selbst zuzugeben; denn er sagt ausdrücklich, „dass sich seit Jahrhunderten die Landbildung an dem Ufer Unter-Aegypten's auf den Aufbau der schmalen Landzungen zu beiden Seiten der Hauptmündungen des Flusses beschränkt.“ In der That schiebt der Nil seine Uferleisten auch jetzt noch immer weiter in das Meer hinaus trotz der Senkung der Küste, wie bereits früher (Bd. I, S. 372) dargelegt worden ist. Auch hinsichtlich des Podeltas kann uns Credner's Argumentation nicht überzeugen. Es ist zwar möglich, dass grössere Bauwerke in Folge ihrer bedeutenden Last mit ihren Fundamenten sich senken können; wo indess mit ziemlicher Uebereinstimmung die manigfachsten Gegenstände, selbst leichtere, wie Strassenpflaster und Mosaikböden, von derselben Bewegung ergriffen worden sind, wie im Podelta, da haben wir es offenbar mit einer echten secularen Senkung zu thun. Auch mussten wir früher das Mississippidelta (s. Bd. I, S. 361), sowie das Gangesdelta (s. Bd. I, S. 370) zu den abwärts schwebenden Gebieten zählen, und doch erweitern sich in beiden Fällen noch immer die fluviatilen Bildungen. Wenn Credner ferner annimmt, „dass es seculäre Hebungen der Festlandsküsten sind, unter deren Einfluss die Anschwemmungen der Flüsse trotz sonst vorhandener ungünstiger Verhältnisse zu Deltas über den Wasserspiegel hervortreten“, so muss es befremden, dass Deltas an der Westseite Südamerika's nur an den Küsten von Ecuador und Columbien vorkommen, während sie nicht bloss an den regenarmen Gestaden von Peru, sondern auch an den reich bewässerten chilenischen Ufern fehlen. Gerade die letzteren sind im beständigen Aufsteigen begriffen; hingegen

[1]) Rudolf Credner, l. c. S. 60.

stehen die Ufer von Ecuador und Columbien in dem Verdachte zu sinken [1]). Ebenso vermissen wir in dem aufsteigenden Mündungsgebiete des Amur ein Delta; dieser Strom hätte sich um so leichter ein solches bauen können, als er sich in eine seichte Meeresstrasse ergiesst. Desgleichen sollte der Rio Grande del Norte in einem Delta enden, da sich sein Mündungsgebiet ebenfalls hebt.

Diese wenigen Beispiele, welche sich leicht noch vermehren liessen, zeigen uns, dass die seculären Schwankungen nicht allein verantwortlich gemacht werden können für Sein oder Nichtsein der Deltas. Aus den umfangreichen Zusammenstellungen Credner's geht nur hervor, dass seculäre Hebungen der Deltabildung in hohem Grade günstig, Senkungen aber ihr ungünstig sind. Ist die Senkungsgeschwindigkeit grösser als der Aufschüttungsbetrag, dann bleibt das Delta submarin. Bisweilen schweben jedoch die Uferstriche so langsam hinab, dass die deltabauende Thätigkeit des Flusses sich mächtiger erweist, wie bei Po und Nil; hier siegt demnach in solchem Ringkampf die letztere.

Es zeigt sich also die Gestalt der Strommündungen als eine so verwickelte Erscheinung, dass jeder Fall eine besondere Untersuchung erheischt. So sind es oft nur orographische Golfe, wie das La-Plata- und Laurentiusbecken, welche, indem sie den Lauf der Flüsse bestimmen, eine trügerische Aehnlichkeit von Stromthälern annehmen. Ebbe und Fluth dagegen erzeugen nur kurze, trompetenartige Erweiterungen auch bei Flüssen, die durch Deltabildung sich auszeichnen. Als positive Factoren beim Aufbau der Deltas kommen in Betracht: geringe Tiefen an der Mündung, ruhiges Meer, grösseres Gefäll im Unterlauf, Reichthum an Sedimenten, an der Küste vorüberführende Strömungen, seculäre Hebung des Bodens, als negative Factoren: grössere Meerestiefen, von Ebbe und Fluth, sowie von Stürmen häufig bewegtes Meer, Seen im unteren Theile des Laufes, greisenhafter Gang durch die Ebene, Armuth an schwebenden Bestandtheilen, seculäre Senkung der Küste. Keiner von diesen Factoren beherrscht ausschliesslich das Gesetz der Deltabildung; vielmehr hängt es von der Art und Weise ihres Zusammenwirkens, d. h. von dem gegenseitigen Verhältniss zwischen fördernden und hemmenden Einflüssen ab, ob im einzelnen Falle die Schöpfung eines Deltas gelingt oder nicht.

[1]) Otto Krümmel in den Göttingischen gelehrten Anzeigen vom 12. Februar 1879. Stück 7. S. 223.

XVIII. Ueber den Bau der Ströme in ihrem mittleren Laufe[1]).

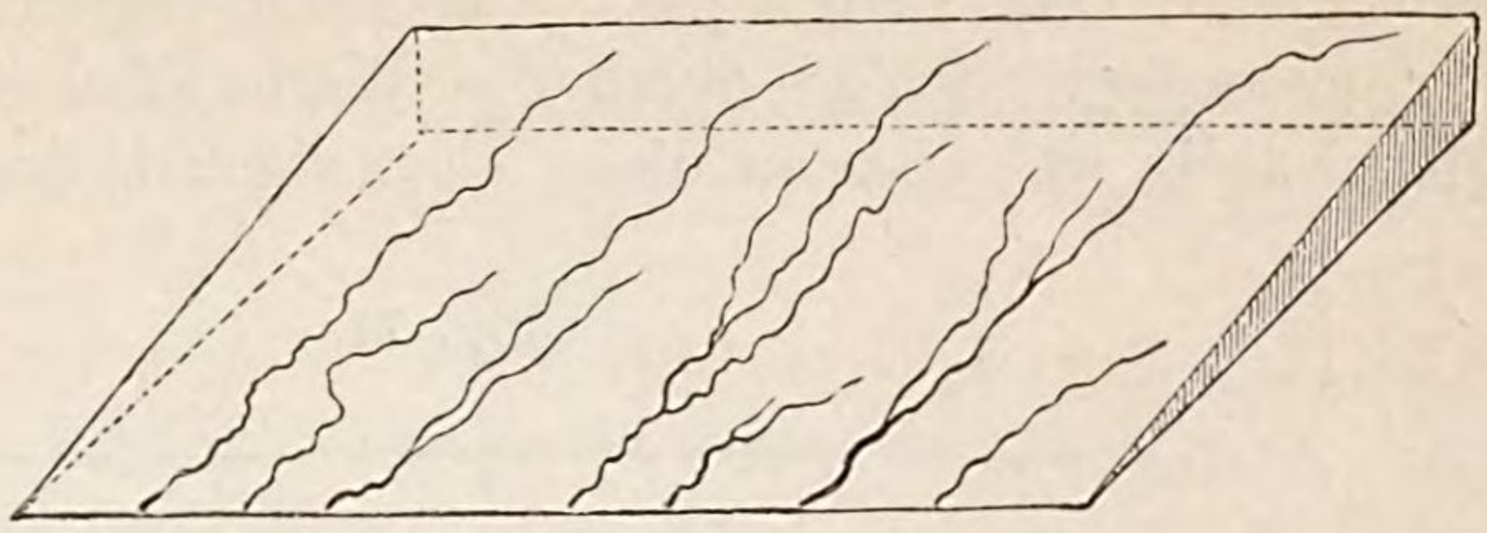
Wenn wir uns das Bild eines Stromes ideal entwerfen, so denken wir uns eine Hauptader, in die zur Linken und Rechten Seitenadern einmünden, die sich oberhalb wiederum verästeln und verdünnen, so dass das Ganze einige Aehnlichkeit erhält mit dem Stamme und der blätterlosen Krone eines Baumes. In der Natur vertritt als das vollkommenste Beispiel diese Art des Strombaues der Mississippi, der vielleicht manchem schon als der regelrechteste Wasserlauf der Erde erschienen ist, wir wir ihn gern ersonnen haben möchten, wenn die Schöpfung in unser Belieben gestellt worden wäre. Bei schärferer Betrachtung werden wir jedoch gewahren, dass das Entwässerungssystem des Mississippigebietes zu den am meisten verwickelten gehört.

Wenn wir die einfachsten Erscheinungen des abrinnenden Wassers bildlich betrachten wollen, so eignet sich dazu sehr schicklich die Küstenstrecke der Staaten Georgia und Süd-Carolina. Ihre unzähligen Wasserrinnen stehen senkrecht zu ihrem atlantischen Gestade. Einer Mehrzahl dieser Gewässer fehlen alle ansehnlichen Nebenflüsse, und wo solche Nebenflüsse vorhanden sind, laufen sie längere Zeit parallel mit der Hauptfurche; auch findet ihre schliessliche Vereinigung stets unter einem sehr spitzen Winkel statt. Dieses Entwässerungsgemälde belehrt uns über die entscheidenden Umstände in der Gliederung aller Flussläufe. Das abrinnende Wasser zeigt nämlich den grössten Widerwillen, sich mit einem nachbarlichen Entwässerungsgebiete zu vereinigen, und wo eine solche Vereinigung wirklich in der Natur stattfindet, da geschieht es stets unter Anwendung eines mechanischen Zwanges. Parallel mit der Küste von Georgia und Süd-Carolina streichen im Innern des Landes die Alleghany-Ketten, von denen dann als eine Art Glacis jene beiden Staatengebiete als Landflächen sich sanft nach dem Meere senken.

[1]) Aus den „Neuen Problemen“ (3. Aufl. S. 141—149), zuerst veröffentlicht am 30. October 1866.

Denken wir uns den Bau dieser Länderstrecken in der höchsten mathematischen Einfachheit, so erscheint er als ein dachförmiger Körper (Fig. 73), auf dessen Abhange alles Flüssige einen Weg senkrecht nach dem Rande einschlagen wird. Ist die Abdachung allenthalben von gleicher Steilheit, so ist es eine mechanische Unmöglichkeit, dass irgend eine Vereinigung zweier Rinnsale stattfinden kann. Wenn man das Einfache als das Normale ansieht, so finden sich wenige Räume unserer Festlande mit normaler gegliederten Flussläufen als jene oben bezeichneten Gebiete der atlantischen Küsten Nordamerika's.

Fig. 73.

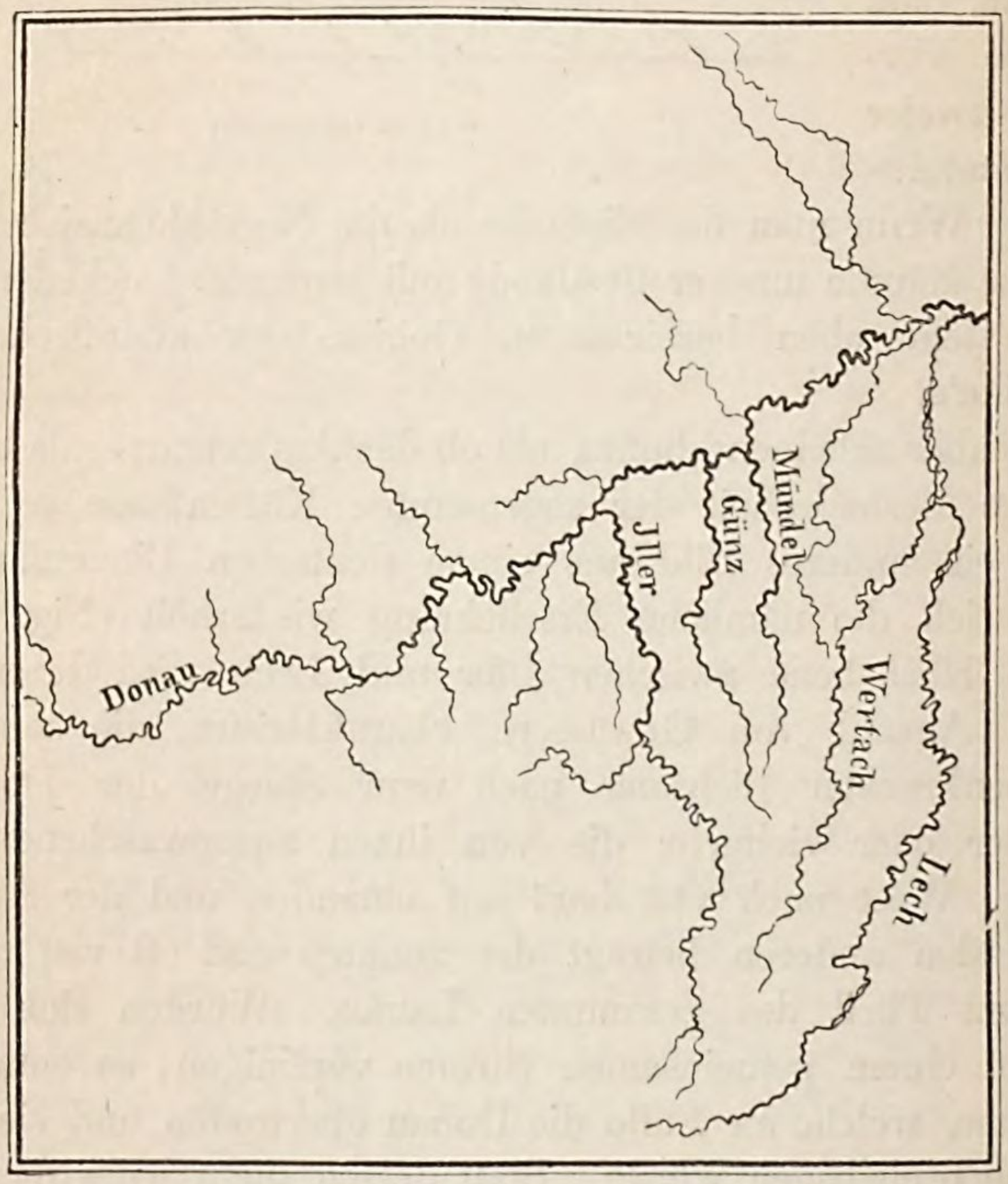


Schema von Querströmen.

Da es aber scheinen könnte, als ob das Auftreten paralleler Wasserrinnen eine Besonderheit der sogenannten Küstenflüsse sei, so fügen wir noch ein anderes Bild aus einem deutschen Binnenlande hinzu, auf dem sich die nämliche Erscheinung wiederholt (Fig. 74). Die bayerische Hochebene zwischen Iller und Lech wird durch eine beträchtliche Anzahl von Gewässern charakterisirt, die sämmtlich in beinahe senkrechter Richtung nach dem Spiegel der Donau eilen. Ihre Thäler oder vielmehr die von ihnen ausgewaschenen Furchen folgen von West nach Ost hart auf einander, und der Abstand der einen von den anderen beträgt den zehnten und oft viel weniger als den zehnten Theil des gesammten Laufes. Würden sich alle diese Ergüsse zu einem gemeinsamen Strome vereinigen, so entstände eine Wassermasse, welche an Fülle die Donau übertreffen und sie zu einem Nebenflusse erniedrigen würde. Statt dessen sucht jedes dieser schwäbischen Gewässer sich bis zum letzten Augenblick gleichsam seine Autonomie zu bewahren und sich lieber in den grösseren Strom zu verlieren, als mit seinen ebenbürtigen Nachbarn ein Bündniss einzugehen. Denn nur ein einziger bedeutender Fluss, die Wertach, ergiebt sich nach langer Zögerung schliesslich dem Lech. Die Vereinigung erfolgt jedoch auch hier unter einem äusserst spitzen Winkel, d. h. sie wird so lange wie möglich von dem geringeren Nebenfluss hinausgeschoben. Zwischen Lech und Wertach floss ehemals noch ein kleiner Bach, die Senkel, welche man noch auf den für ihre Zeit meisterhaften Karten des Philipp Bienewitz (Apianus) aus der

zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts angegeben findet. Der Senkelbach verschwand in unserem Jahrhundert durch Menschenhand, indem er weiter oberhalb in die Wertach hineingezogen wurde; sein Name hat sich aber noch erhalten durch eine Ableitung des Wertachwassers in den Lech, welche der allgemeinen Richtung nach dem ehemaligen Senkelbette folgt. Noch jetzt aber kann man deutlich die Uferbänke der ehemaligen Senkel durch das Wertachthal sich schlängeln sehen. Merkwürdig war aber an dieser ehemaligen hydrographischen Erschei-

Fig. 74.

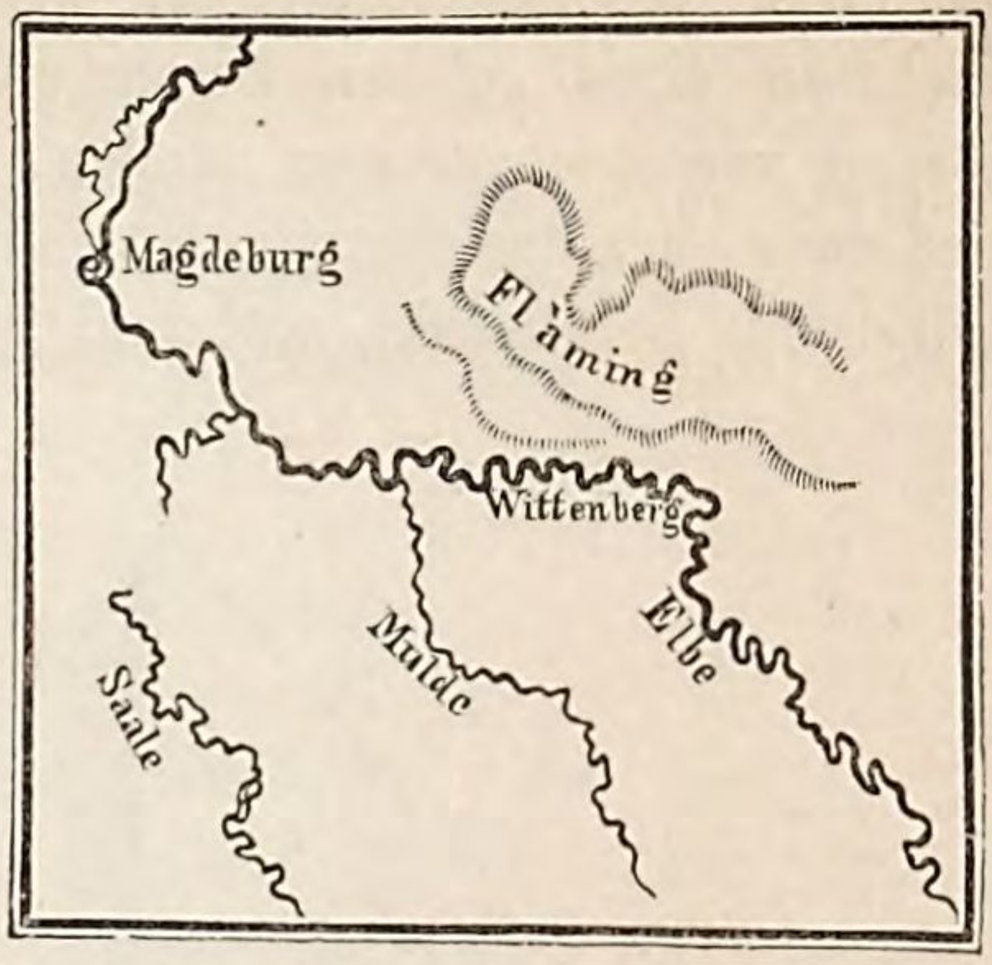


Entwässerungssystem der bayerischen Hochebene.

nung, dass, obgleich Senkel und Wertach eine gemeinsame Erosionsfurche benutzten, dennoch der kleine Bach nicht in die geschwisterliche Wertach, sondern in den Lech mündete. Da die bayerische Hochebene ebenfalls eine dachförmige Senkung von den Alpen nach der Donau bildet, so drückt sich auch auf ihr wiederum deutlich der Widerwille des Flüssigen gegen eine gemeinsame Vereinigung aus und lässt die Nothwendigkeit eines mechanischen Zwanges fühlbar werden, wenn eine solche stattfinden soll.

Die beste Einsicht in die Nothwendigkeit eines solchen Zwanges gewährt uns die Gliederung der Wasserläufe im obersächsischen Tieflande (Fig. 75). Die Elbe, die Mulde und die Saale fliessen in geringen Abständen von einander in parallelen Rinnsalen nach Nordnordwest. Blieben alle drei Gewässer ihrer Richtung treu, so würde jedes von ihnen die Ostsee erreichen. Statt dessen entschliesst sich die Elbe plötzlich, nach Westen umzuwenden, um den ersten und hierauf auch den zweiten ihrer Nachbarflüsse gefangen zu nehmen, worauf sie nach Norden schwenkt und zuletzt wieder ihre anfängliche nordwestliche Richtung gewinnt. Da nun selbstverständlich die Elbe nicht ihren beiden Nebenflüssen zulieb bei Magdeburg jenes Knie bildet, so kann sie zu dieser Krümmung nur durch eine Bodenanschwellung genöthigt werden, die wir auf gewöhnlichen Karten in der Regel nicht angedeutet finden, die sich dagegen auf Höhenschichtenbildern als eine Erhöhung von über 160 Metern geltend macht und den Namen Fläming führt. Die kurze Strecke, auf welcher die Elbe längs den Rändern dieses Landrückens gegen Westen fliesst, verschafft ihr sogleich den Zuwachs zweier so ansehnlichen Wassermassen, wie die Mulde und Saale ihr zuführen. Wäre diese kleine Strecke nicht vorhanden, so würde die Elbe von dem Punkte an, wo sie das sächsische Erzgebirge durchbricht, den Charakter eines Küstenflusses oder, wie wir nun sagen wollen, eines Querstromes sich rein bewahren.

Fig. 75.

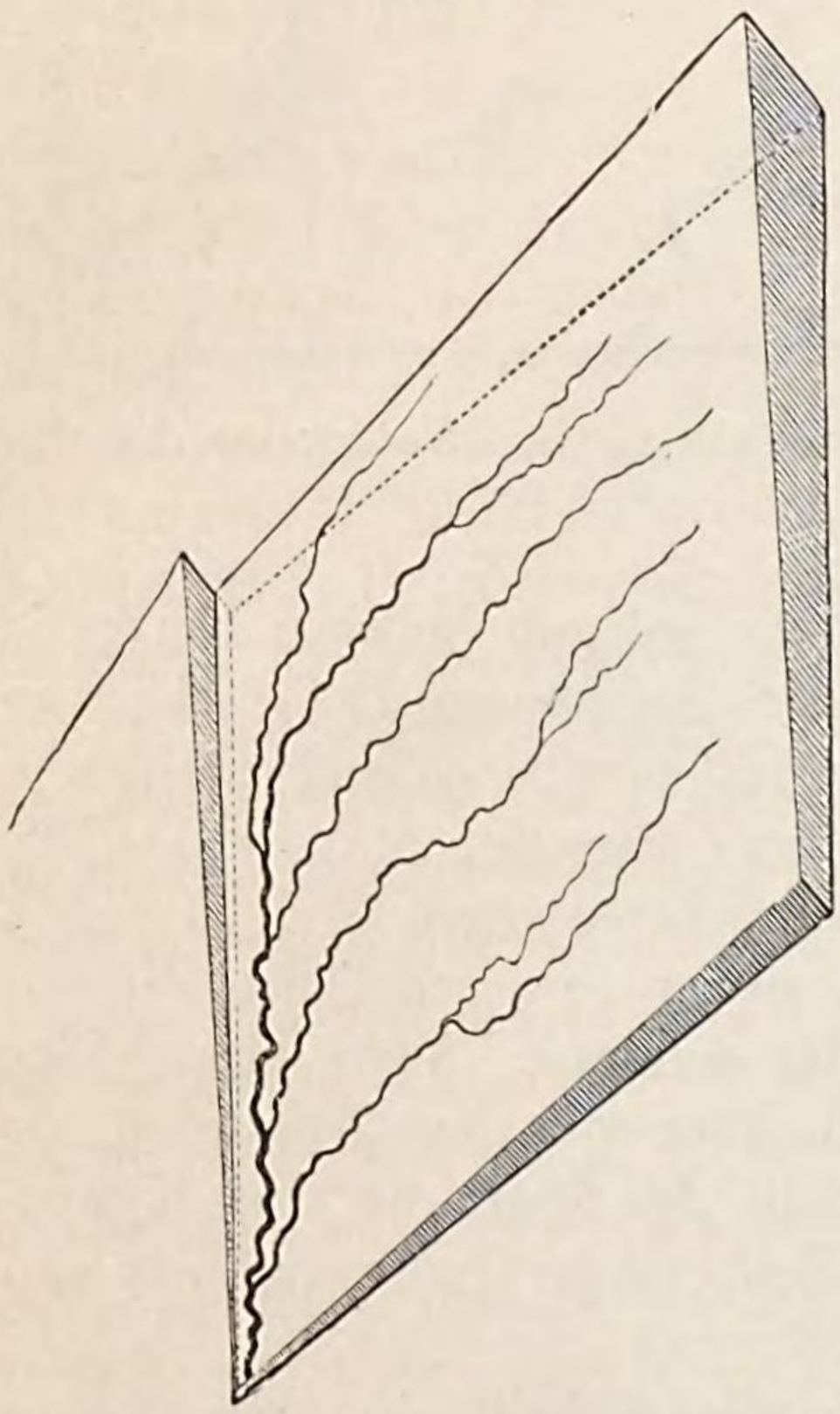


Das Knie der Elbe zwischen Wittenberg und Magdeburg.

Hier stehen wir nämlich dicht vor der Erkenntniss, dass wesentliche Unterschiede die Ströme in zwei Gattungen zu trennen erlauben. Die einen, nämlich die Querströme, fliessen stets vom Innern der Wölbung einer trockenen Erdfeste mehr oder weniger senkrecht und auf dem kürzesten Wege nach der Küste; die anderen, welche wir Längenströme nennen, fliessen parallel mit der grossen Axe continentaler Erhebungen. Beide Benennungen sind leicht verständlich, da sie den bereits geläufigen Ausdrücken Quer- und Längenthäler nachgebildet worden sind. Bei den Längenströmen kann wieder ein doppelter Fall eintreten. Wenn nämlich in dem einen wie in dem anderen

die Sohle des Hauptstromes der Längenrichtung einer gegebenen Ländermasse folgt, so tritt der erste Fall dann ein, wenn ihm ausschliesslich oder vorzugsweise nur an einem seiner Ufer Nebengewässer zuströmen, die örtlich den Charakter von Querflüssen besitzen. Dies war der Fall auf der kurzen Strecke der Elbe im obersächsischen Tieflande. Dies ist im allgemeinen, wenn auch nicht so rein, das Verhältniss der Donau und ihrer Nebenflüsse auf der bayerischen Hochebene. Wenn wir uns den Bau eines solchen Stromgebietes durch einfache mathematische Körper vergegenwärtigen wollen, so erhalten wir für die Nebenflüsse wiederum eine dachförmige Böschung, die sich zu der sanfter geneigten Hauptsohle herabsenkt, während wir an dem Ufer, wo die Nebenflüsse fehlen, stets irgend eine Bodenerhebung auffinden oder wenigstens vermuthen müssen (Fig. 76). Ganz gleichgiltig ist es, ob diese Höhenleiste des Ufers ein Terrassenabsturz oder ein Kettengebirge oder eine formlose Bodenanschwellung wie der Fläming ist; es genügt vollständig, ist aber durchaus unerlässlich, dass sie eine Wasserscheide bilde. Fast kein grösserer Strom bewahrt den angegebenen Charakter auf der ganzen Dauer seines Laufes; am reinsten geschieht dies von dem Orinoco auf der Strecke von San Fernando de Atabapo bis zur Mündung des Apure, wo dem linken Ufer des Stromes mehr als ein Dutzend sehr ansehnlicher paralleler Gewässer aus Westen zuströmen, während er auf dem rechten oder östlichen Ufer nur durch schwächliche Wasserläufe bereichert wird. Dieser durch seinen verwickelten Strombau so ausserordentlich merkwürdige Fluss umgeht in einem

Fig. 76.



Ein Längenstrom mit Nebenflüssen auf einem Ufer[1]).

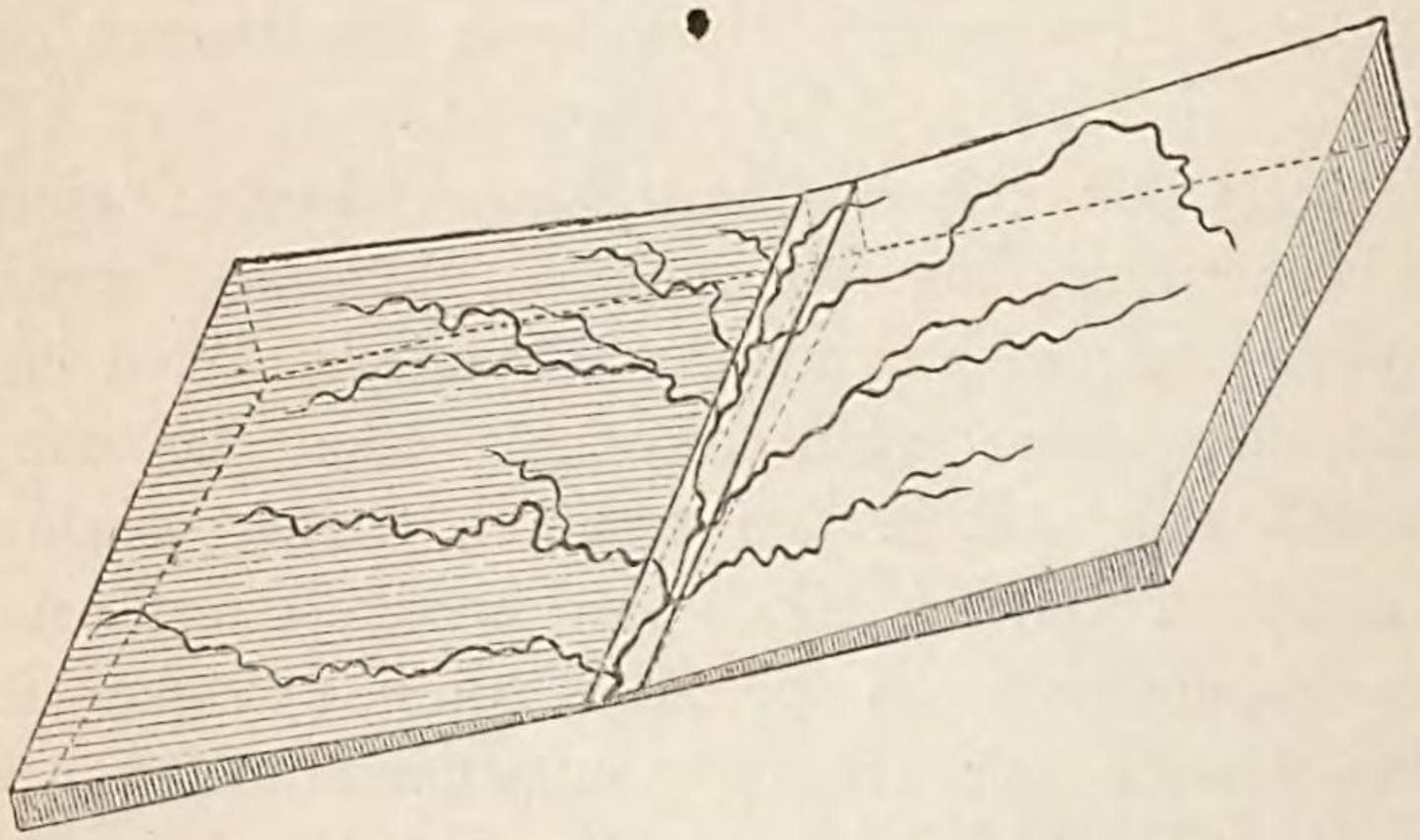
[1]) Nicht unbeabsichtigt münden auf dem idealen Bilde die Nebenflüsse unter einem spitzen Winkel; denn auf wenig geneigtem Gebiete wird jeder Nebenfluss, der ursprünglich rechtwinklig in den Hauptstrom sich ergoss, seine Mündung mehr und mehr stromabwärts schieben, eben weil der Hauptstrom seine Wassermasse umbiegt und ihn nöthigt, theils an dem einen Ufer zu nagen, theils am anderen im Winkel, wo der Zusammenstoss stattfindet, seine schwebenden Bestandtheile fallen zu lassen (vgl. S. 393 ff.).

Bogen, hart an den Abhängen dahinfliessend, jene Bodenanschwellung Guayana's, die unsere Karten die Sierra Parime nennen. Am häufigsten findet sich die eben geschilderte Art des Strombaues in denjenigen Fällen, wo ein Fluss gegen die Abhänge eines anderen Gebirges gedrängt wird, wie die Donau von der Erhebung der Alpen gegen den Bayerischen Wald, wie der Rhône von den Alpen zuerst gegen den Jura, dann in seinem weiteren Laufe gegen die Lyonnaiserketten und an die Sevennen gedrückt, wie ebenfalls der Orinoco von den Anden hinweg in die Nähe der Sierra Parime geschoben wird. Ja, selbst vom Mississippi kann man behaupten, dass ihn die Felsengebirge zu einer Annäherung an die Alleghanies genöthigt haben, gerade so wie der Ganges vom Himalaya gegen die Ränder des dekhanischen Hochlandes oder der Po von den Alpen gegen den Apennin geworfen wird. In allen diesen Fällen scheint sich als gesetzmässig zu wiederholen, dass das später aufgestiegene Gebirge oder die jüngere Erhebung die Gewässer nach den älteren Gebirgen verdrängt. Doch bedarf es, ehe wir dieses Gesetz für gemeingiltig erklären dürfen, einer grösseren Anzahl von Beispielen, als wir anführen konnten. Die Alpen sind allerdings später aufgestiegen als der Bayerische Wald oder der Jura oder die Meridiangebirge Südfrankreich's oder der Apennin. Der Himalaya erhob sich erst in den tertiären Zeiten; die Felsengebirge und die Cordilleren Nordamerika's sind ebenfalls tertiären Ursprungs, also jüngere Erhebungen als die Alleghanies, welche dem zweiten grossen Zeitabschnitte der Geologie angehören. Wenn wir dagegen auch wissen, dass die Anden eine tertiäre Erhebung sind, so fehlt uns doch bis jetzt eine genauere Kunde über das Erhebungsalter der Sierra Parime. Man könnte in allen diesen Fällen auch aussprechen, dass es die höheren Gebirge sind, welche die Thalsohlen der Ströme an den Rand der niederen Erhebungen verlegen. In der Natur kommt aber beides auf eins hinaus; denn die jüngsten Gebirge im alten wie im neuen Festlande pflegen auch die höchsten zu sein, nicht etwa bloss weil die geologischen Kräfte der tertiären Vergangenheit mit grösserer Gewalt sich regten, sondern auch weil die früher erhobenen Gebirge länger den zerstörenden Einflüssen unseres Luftkreises ausgesetzt waren und ihre höchsten Gipfel und Kämme bereits in die Ebene abgetragen wurden. Bei einigem Nachdenken wird man sich auch eingestehen müssen, dass in den meisten Fällen jede neue Erhebung eines Gebirges auch ein neues Entwässerungssystem schaffen musste, weil vom Abhange jedes Gebirges eine dachförmige Böschung bis zu den nächsten wasserscheidenden Höhen sich hinabsenken wird, sei es nun, dass mit dem Gebirge zugleich längs seiner Flanken die Erdrinde an der

Hebung theilnahm, sei es, dass durch Abschwemmung der neuen Gebirgsmasse ein Schuttabhang dort gebildet wurde.

Der dritte Fall eines Strombaues tritt ein, wenn sich nicht nur die Sohle der Hauptader in einer Längenrichtung nach dem Meere oder einem Binnensee hinabsenkt, sondern auch zu beiden Seiten schiefe Ebenen die Nebengewässer mit dem Charakter von Querflüssen nach dem Hauptcanal ableiten, wie wir es durch die beifolgende Figur in rohen Umrissen auszudrücken versucht haben (Fig. 77). Dieser Fall ereignet sich, wenn das Stromgebiet zwischen zwei Gebirgen in eine muldenförmige Einsenkung zu liegen kommt. Durch eine solche dreifache Abschrägung des Entwässerungsgebietes entstehen jene Riesenströme der Neuen Welt, wie der Mississippi, der Amazonas und der La Plata.

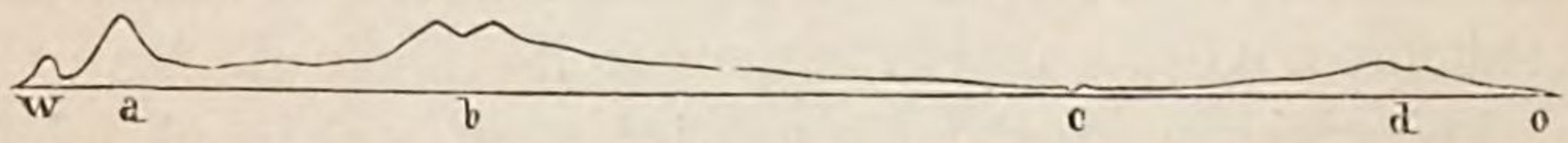
Fig. 77.



Ein Längenstrom mit Nebenflüssen an beiden Ufern.

Der Mississippi vor allen, eingesenkt zwischen die Felsengebirge und die Alleghanies, deren Richtungen sehr günstig nach seiner Mündung zu convergiren, verdankt seinen hohen Rang dem — fast möchte man sagen absichtsvollen — Bau des nordamerikanischen Festlandes. Wenn

Fig. 78.

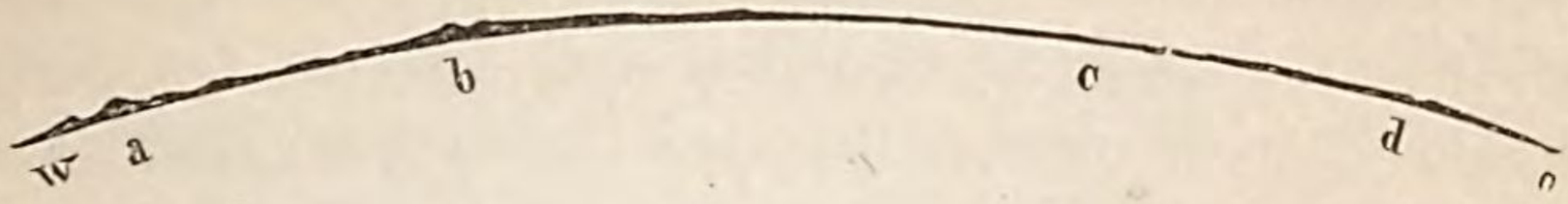


Querprofil Nordamerika's. *a* Washingtonkette. *b* Kamm der Felsengebirge. *c* Mississippi. *d* Alleghanies.

wir zur Versinnlichung der Höhenverhältnisse einen Querschnitt nach Dana (Fig. 78) beifügen, so wollen wir nur erinnern, dass alle solche Profile das wahre Verhältniss zwischen den senkrechten und den

horizontalen Grössen entstellen und den ungewarnten Leser zu irrigen Vorstellungen verleiten müssen, vor welchen man sich nicht genug hüten kann. Selbst wenn man sich den wahren Naturverhältnissen auf dem betreffenden Stück eines Erdbogens zu nähern trachtet, wie wir es in der beigegebenen Abbildung (Fig. 79) versuchen, so

Fig. 79.



Das vorige Querprofil auf einem Erdbogenstück.
Die senkrechten Abstände sind noch immer zehnmal grösser als in der Natur.

bleibt selbst dann noch eine Uebertreibung übrig, und wir vermögen nichts anderes zu liefern als eine etwas gemilderte hypsometrische Caricatur.

Selten eignet sich der eine oder andere Fluss dazu, um als Muster irgend einer der drei Classen zu gelten. Mehr oder weniger wird ein jeder dem Typus untreu, dem wir ihn beizählen möchten; denn streckenweise ändert fast jeder Strom in seinem Laufe seinen anfänglichen oder durchschnittlichen Charakter: aus einem Querfluss wird ein Längenstrom und umgekehrt; doch lassen sich im Grossen die meisten Ströme der einen oder der anderen Ordnung anreihen, wie beispielsweise in Vorderindien der Indus zu den Quer-, der Ganges zu den Längenströmen gezählt werden darf. Den Querströmen ist es eigenthümlich, dass sie in ihrem unteren Laufe keine grossen Nebenflüsse mehr empfangen. Wir denken dabei nicht an den Nil, den unterhalb der Atbaramündung kein Gewässer mehr bereichert; denn sein dortiger Lauf fällt bereits in die Zone der austrocknenden Passatwinde, die überhaupt die Bildung von Gewässern nicht aufkommen lassen. Die grösseren Ströme Sibirien's dagegen erfüllen viel besser die angegebene Bedingung, da sich zwischen ihrem unteren Laufe eine Menge Flüsse geringeren Ranges entwickeln, die aber alle selbstständig ihren Weg nach dem Meere einschlagen. Europa's Flüsse sind meistens Querströme; denn abgesehen vom Po und den hispanischen Gewässern besitzen wir einen einzigen grösseren Längenstrom, nämlich die Donau, während die Neue Welt auf ihrem südlichen wie auf ihrem nördlichen Festlande nur von Längenströmen mit einseitigen oder doppelten Uferböschungen durchfurcht wird. Es ergiebt sich aus dem Gesagten von selbst, dass unter gleichen Verhältnissen die Längenströme nicht nur einen grösseren Lauf besitzen, sondern auch wasserreicher sein werden als die Querströme.

Die von uns vorgeschlagene Eintheilung der Gewässer würde für die Wissenschaft ein nutzloser Ballast sein, wenn nicht die Ströme in den Gang der menschlichen Gesittung erfolgreich eingegriffen hätten; denn nächst den Gliederungen der Küsten haben sie das Meiste zum Aufschliessen der Continente beigetragen, und alles, was die Ortsbewegung auf den Planetenräumen begünstigt, hat auch die Herrschaft unseres Geschlechtes über die Natur gefördert. Die Bewohner Australien's und Afrika's sind nicht bloss wegen der vernachlässigten Gliederung dieser Welttheile, sondern auch wegen des Mangels an grösseren Strömen auf den niedrigsten Stufen der Entwicklung geblieben. Wenn man den Nil, den Niger und den Zambesi zusammenfasst, so würde ihre Vereinigung nicht hinreichen, einen Strom von der Fülle des Amazonas zu schaffen, dessen Flussgebiet doch kaum den vierten Theil des Flächeninhalts von Afrika ausfüllt. Wir bemerken auch, dass, abgesehen von den mittelländischen Gestaden, in Afrika die einzige Regung nach höherer Gesittung im Nilthale sich entwickelte, wie in neuerer Zeit wiederum unter den Negern des Sudan höhere Gesellschaftsformen am oder in der Nähe des Niger sich entfalteten. In unserer Gegenwart sind die grossen Entdecker in das Innere des geheimnissvollen Festlandes nur vorgedrungen, indem sie ihre Schritte nach den grossen Wasseradern lenkten oder ihnen folgten. Auch daran gewahren wir, dass der Mangel von Küstenentwicklung und namentlich von einspringenden Golfen nur durch die grossen Ströme einigermassen ersetzt werden kann, welche der menschlichen Gesittung den Zutritt in das Innere grosser Ländermassen erleichtern. Wie bevorzugt erscheint nicht in diesem Sinne Amerika! Der Amazonas wird jetzt bis nach Peru und fast bis zu den ersten Abstürzen der Anden befahren; auf dem La Plata, d. h. auf dem Paraná und Paraguay, gingen die Dampfer vor dem Ausbruch des letzten Krieges bis nach Cuyaba tief in's Innere Brasilien's. Wenn die menschliche Gesittung durch die Vereinigung einer zahlreichen und dichten Bevölkerung auf einem geräumigen und geographisch geschlossenen Gebiete zu noch ungeahnten Stufen sich erheben soll, so ist von allen Räumen der Erde das Mississippibecken dazu auserlesen.

Erst dann befördern aber die Ströme lebhafter die Fortschritte in der Gesittung, wenn die anwohnenden Völker bereits eine höhere Culturreife sich angeeignet haben. In Amerika haben der Mississippi, der Amazonas, der Orinoco und die La-Plata-Ströme wenig oder gar nicht den Aufschwung der rothen Race begünstigt. Abgesehen von den räthselhaften Stämmen, deren einzige Hinterlassenschaft unter den Schutthügeln am Ohio gefunden wird, standen in Amerika die Heerde menschlicher Cultur fern von grossen Flüssen auf einer Hochebene in

Mexico, auf einer flachen Halbinsel in Yucatan, zwischen den Andenketten in Quito und Peru, und nur eine einzige entwickeltere Gesellschaft, die der Chibcha Cundinamarca's, führt uns an den Magdalenenstrom. Jägerstämmen dienen Flüsse nur als Fischwasser, und eine schmale Wasserrinne leistet ihnen dann die nämlichen, ja bequemeren Dienste als die grossen Entwässerungsadern der Festlande. Innerhalb der regenarmen Gürtel oder der Gürtel mit abgeschlossenen Regenzeiten werden ackerbautreibende Gesellschaften fest an die Ufer der Ströme gezogen, deren Wasser sie in Fäden zum Benetzen und Befruchten über ihre Fluren vertheilen. So erwuchs am Nil ein pyramidenbauendes, Laute und Sylben mit Bildern schreibendes Volk. So ernährte der Euphrat, in unzählige Gräben über die fruchtbare mesopotamische Erde verbreitet, die ältesten Beobachter des gestirnten Himmels. Die Culturreife eines Volkes muss schon so weit fortgeschritten sein wie die chinesische, wenn den Flüssen neben der Benetzung des Ackerlandes auch das Tragen und Bewegen der Lasten, mit anderen Worten, die höhere Verrichtung von Verkehrsmitteln zugemuthet wird.

In der Culturgeschichte haben die Querströme eine andere Rolle gespielt als die Längenströme. Die ersteren nämlich sind auf den niederen Stufen der Entwicklung ethnographische Grenzlinien geworden. So schied der Tiber, wenn auch nicht ganz scharf, Etrusker und Römer [1]), der Rhein noch zu Cäsar's und Tacitus' Zeiten Germanen und Gallier, die Eider Deutsche und Dänen; ja, selbst noch heutigen Tages trennt der Lech den schwäbischen vom bayerischen Volksstamm, soweit sich die Unterschiede in Tracht und Mundart erhalten haben [2]). Der Senegal war, soweit die Geschichte rückwärts reicht, die Völkerschranke zwischen Berbern und Negern. Längenströme dagegen haben viel seltener diese Macht ausgeübt.

[1]) Mommsen, Römische Geschichte. Bd. I, S. 114.

[2]) Der Lech bildet auch eine merkwürdige Grenze für eine beträchtliche Anzahl von Gewächsen (Bavaria. Bd. I, S. 118). Auch Thiergattungen sind sehr häufig an den entgegengesetzten Ufern durch nahestehende, aber doch hinlänglich geschiedene Arten vertreten, wie Moriz Wagner (Das Migrationsgesetz der Organismen. S. 5) nachgewiesen hat.

XIX. Die Thalbildungen[1]).

Lässt es sich nachweisen, dass Thalbildungen den Entwicklungsgang der menschlichen Gesellschaften und die räumliche Ausbreitung der Gesittung begünstigt haben, so muss in uns der Trieb erwachen, den Naturkräften nachzuspüren, welchen wir die Erschliessung solcher Thäler verdanken. Da nun ausserhalb der Passatzonen ein stehendes oder ein fliessendes Wasser fast keiner Vertiefung des Erdbodens fehlt, so denken wir auch zunächst daran, dass das Wasser zum Werkzeug der Ausfurchung gedient haben müsse. Bei Küstenflüssen oder Querströmen von kurzem Lauf mit mässigem Gefäll auf einer geneigten Ebene war der Hergang ein sehr einfacher. Wir dürfen uns vorstellen, dass der Fluss dort geboren wurde, wo wir noch jetzt seine Quellen finden, und dass sein Lauf abwärts immer länger und länger wurde, je weiter die Küste und mit der Küste seine Mündung in das Meer hinausrückte, sei es durch Anschwemmung jungen Landes längs dem Gestade, sei es durch seculäre Hebung der Wasserscheide sammt dem Flusse. Die Bildung solcher Thalrinnen erscheint so einfach, dass sie nicht lange unser Nachdenken zu fesseln vermag; aber die Untersuchung enthält alle Reize des Geheimnissvollen, wenn wir an die Frage herantreten, wie es einem Strome gleich unserer Donau, die selbst bei Donaueschingen, nahe ihrer Quelle, nur 690 Meter Meereshöhe besitzt und die sich bei Donauwörth auf der bayerischen Hochebene bereits zu 404 Meter herabgesenkt hat, gelingen konnte, quer ihr entgegentretende Gebirge zu durchbrechen und sich nach wiederholtem Wechsel ihrer Richtung einen Weg bis in's Schwarze Meer zu erzwingen. Wer ein wenig über die Lösung eines so schwierigen Räthsels nachgedacht

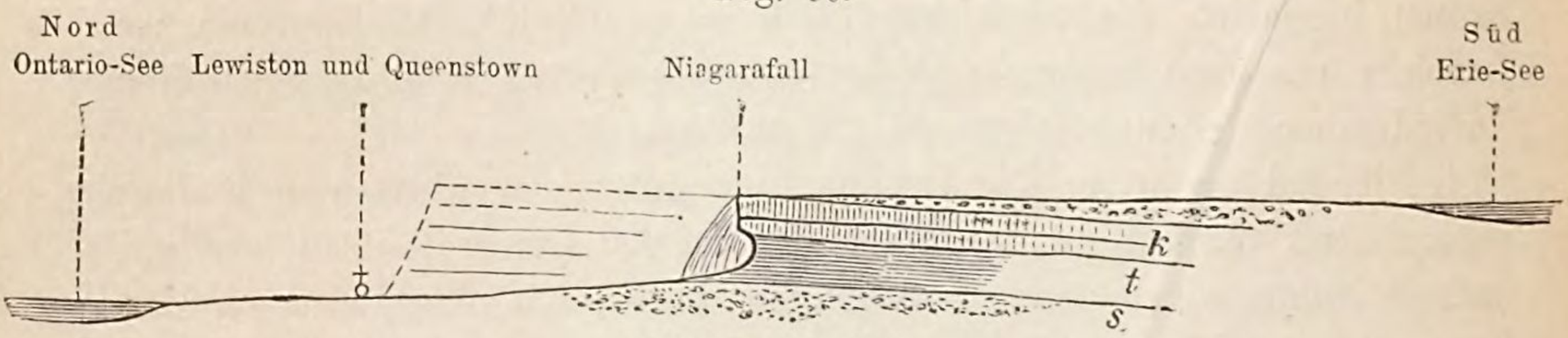
[1]) In diesem den „Neuen Problemen“ (3. Aufl. S. 150—164) entlehnten Abschnitte erfuhren namentlich die Stellen, welche von der Entstehung des Elbthales unterhalb Tetschen, des Rheinthales unterhalb Bingen, sowie des Brennerpasses handeln, eine den neueren Ergebnissen der geologischen Forschung entsprechende Umarbeitung.

hat, der wird begreifen, dass bis auf den heutigen Tag noch zwei sich ausschliessende Ansichten ihre Vertreter finden, nämlich einmal, dass alle Thalbildungen nichts anderes sind als ausgewaschene Rinnen oder Becken der Flüsse und dann wiederum, dass alle grösseren Thäler zugleich mit der Hebung von Gebirgen oder den Anschwellungen der Erdoberfläche bereits gegeben waren. Mit anderen Worten: die einen nehmen an, dass die Flüsse älter als die Thäler, die anderen, dass die Thäler älter waren als die Flüsse.

Stellen wir uns vor, dass Gebirge oder Landrücken am Rande eines Festlandes langsam gehoben werden, so würden sich bei reichlichen Niederschlägen an ihren Abhängen Gewässer entwickeln und nach dem nächsten tieferen Niveau streben. Begegnen sie unterwegs einer spalten-, mulden- oder beckenförmigen Einsenkung, so werden sie dieses Gefäss auszufüllen suchen, bis der Spiegel des neugebildeten Sees irgendwo die niedrigste Stelle des Randes erreicht hat, über welche die nachströmende Wassermasse abfliessen kann. Mit der Zeit wird aber der durchziehende Strom von seinem oberen Laufe soviel Geröll und Schutt in das Becken hineintragen, bis dieses so hoch zugeschüttet worden ist, als einst der Spiegel des Sees reichte. In der That, wenn wir manche Gebirgsthäler betrachten, deren Boden so glatt ausgespannt ist wie ein Billardtuch, so können wir uns der Vermuthung nicht erwehren, als schritten wir über das gleichmässig ausgeschüttete Becken eines ehemaligen Süsswassersees. Ehe aber eine solche Verschüttung völlig gelungen ist, kann es sich zutragen, dass der Abfluss eines Sees sein Bett so rasch austieft, dass er den See selbst gänzlich oder theilweise trockenlegt. Da alle Wasserfälle bekanntlich rückwärts nach dem Ursprung ihrer Gewässer zu schreiten trachten, so könnte auch in ferner Zeit der Rhein von Schaffhausen bis zum Bodensee seine Furche so beträchtlich vertiefen, dass das Schwäbische Meer gänzlich oder wenigstens grossentheils trockengelegt würde. Schreitet in gleicher Art der Fall des Niagara beständig zurück, so muss er zuletzt den Erie-See erreichen und dessen Spiegel ziemlich bis zu dem tiefer liegenden Ontario-See herabgedrückt werden. So hat die Aar eine geringe Strecke oberhalb Meiringen eine Felsenschwelle, die ehemals ihre Wasser wie ein Mühlendamm anspannte, durchschnitten (sogenannte finstere Schlauche) und durch diesen Spalt einen Gebirgssee trocken gelegt. Im lockeren Erdreich wird bei starkem Gefäll jeder Fluss ausserordentlich rasch sein Bett vertiefen, und wir haben kein Recht, uns zu verwundern, dass Erscheinungen wie die Wasserstürze grosser Ströme verhältnissmässig so selten sind; denn die Geognosie belehrt uns, dass Stromschnellen und Wasserfälle dauernd nur dort erhalten werden, wo ein felsiges Bett der Auswaschung mit Erfolg

Widerstand zu leisten vermag. Die Fährlichkeiten des Bingerlochs entspringen aus dem Hervorragen fester, quarziger Taunusschiefer; die Stromschnellen der Elbe zwischen Lobositz und Pirna werden durch Basalt, Phonolith oder besonders feste Sandsteinschichten bedingt, wie der Rhein bei Schaffhausen von einer festen Jurakalkmasse herabstürzt[1]). Der Niagara, von dem Sir Charles Lyell annimmt, dass er jährlich $^1/_3$ Meter zurückschreite[2]), würde vielleicht, da er sich über eine Kalksteintafel ergiesst, keine merkliche Erosion bewirken, wenn nicht auf den untersten 26 Metern seines Falles nachgiebiger Schieferthon durch die mechanische Gewalt der herabstürzenden Wassermassen der Kalksteinplatte unter den Füssen weggezogen würde[3]) (Fig. 80). Wenn wir uns jetzt die Hudsonsbaygebiete betrachten, so gewähren sie uns durch ihre reiche Belebung mit Seen und durchströmenden

Fig. 80.



Die Niagarafälle.
s Sandstein. *t* Mergel und Schieferthon. *k* silurischer Kalk.

Flüssen den Anblick lauter halbfertiger Stromsysteme. Der dortigen Flüsse harrt noch vieltausendjährige Arbeit, bis sie alle jene Becken durch Alluvionsmassen entweder zugeschüttet oder durch Vertiefung ihrer Betten trocken gelegt haben werden. Wenn wir dann hören, dass ein so beträchtlicher Strom wie der Thlewee-choh oder Back's Grosser Fischfluss, abgesehen davon, dass er durch eine Mehrzahl von Seen hindurchzieht, stufenweise in 83 Sprüngen und Stromschnellen bis zu seiner Mündung im amerikanischen Polarmeer herabsetzen muss, so werden wir daraus schliessen, dass es entweder noch ein sehr jugendliches Gewässer sei oder, vielleicht richtiger, dass er meistens über krystallinische Felsarten oder über andere feste Gesteine ströme.

Doch stehen wir nicht am Beginn unserer Untersuchungen schon bei der Lösung des Räthsels? Die Becken der Süsswasserseen wird doch niemand sich durch Auswaschung entstanden denken; denn die Erosion eines Flusses steht still, sobald er eine mit Wasser gefüllte

[1]) B. v. Cotta, Geologie der Gegenwart. S. 405.

[2]) Nach dem Berichte Gardner's von der New-Yorker Staatsvermessung sind die Niagarafälle von 1842 bis 1879 über 30 Meter, also jährlich mehr als $^3/_4$ Meter zurückgewichen.

[3]) Dana, Manual of Geology. p. 591.

Depression des Bodens erreicht hat. Der Vierwaldstätter See ist doch nicht von der Reuss, der Brienzer und Thuner See nicht von der Aar, der Genfer See nicht von dem Rhône, der Bodensee nicht von dem Rhein, der Langen- und Comer-See nicht vom Tessin und von der Adda, die zahllosen Seen Canada's und der Hudsonsbaygebiete gewiss nicht von den Strömen ausgefurcht worden, die wir sie jetzt durchströmen sehen, zumal nicht wenige von ihnen an ihren tiefsten Stellen noch unter den Meeresspiegel hinabreichen. Wir gewahren vielmehr, dass die Flüsse vorhandene Seen nur benutzen, um auf gewissen Strecken bequemer ihren Pfad fortzusetzen und sich die Mühe einer Ausfeilung ihrer Betten zu sparen. Die Flüsse, welche wir noch immer durch Seen strömen sehen, dürfen wir um so weniger als die Schöpfer der Süsswasserbecken betrachten, als sie im Gegentheil fast alle mit mehr oder weniger Erfolg an ihrer Einmündung sie mit Schutt auszufüllen drohen, gleichsam als wollten sie für spätere Zeiten die Spuren einer früher vorhandenen Bodensenkung und das Andenken an die geleisteten Dienste verwischen.

Niemand wird auch etwas dagegen einwenden, dass man Bodensenkungen, wenn sie nicht geradezu eine Trichterform besitzen, sondern sich bei ihnen eine grössere von einer kleineren Axe unterscheiden lässt, Thäler nenne. Jedes Becken eines Landsees kann in diesem Sinne als ein überschwemmtes Thal betrachtet werden. Nun giebt es aber eine Fülle von Landseen ohne Abfluss, bei denen jede Berechtigung aufhört, ihre Aushöhlung einem fliessenden Wasser zuzuschreiben. So haben die neueren geologischen Untersuchungen des Schichtenbaues längs der grossen Einsenkung Palästina's, zu welcher nicht bloss der See Tiberias, der Jordan und das Todte Meer gehören, sondern als deren Verlängerung auch der Golf von Akabah angesehen werden muss und deren Sohle grösstentheils beträchtlich unter dem Spiegel des Mittelmeeres eingesunken ist, uns vollständig beruhigt, dass sie nicht durch Auswaschung, sondern durch Verwerfung von Schichten entstanden sei, so dass wir hier ein weiteres Beispiel kennen lernen, dass ein Thal älter war als die Meteorwasser, die sich jetzt in seiner Rinne sammeln und bewegen (vgl. hierzu S. 325).

Kein Raum der Erde ist durch die Häufigkeit der stehenden Wasser ausgezeichneter als die Granitplatte Finnland's, deren Oberfläche zum neunten Theil, nämlich von 6883 geographischen Quadratmeilen auf 761 Quadratmeilen, mit Tausenden von Seen bedeckt ist. Die meisten dieser Becken, namentlich die im Kern des Landes gelegenen, sind geschlossene Einsenkungen ohne jeden Abfluss. Jene zierlichen, um nicht zu sagen eleganten Wassergefässe, wie sie auf einer gelungenen Höhenschichtenkarte in Petermann's Mittheilungen (1859,

Tafel V) uns entgegentreten, lassen uns an ihren einzelnen Gliedern deutlich ein paralleles Streichen von Südsüdost nach Nordnordwest wahrnehmen. Bei den meisten dieser Becken steht die Verdampfung an der Oberfläche mit der Ernährung durch zuströmende Meteorwasser im Gleichgewicht, so dass ein Auffüllen bis zum Ueberlaufen nicht stattfindet und auch keine Verbindung zwischen den einzelnen Becken in Aussicht steht, wie etwa der Niagara durch seinen Canal den Erie- mit dem Ontario-See in ein gleiches Niveau zu setzen droht. Betrachten wir nun eines dieser Becken (Fig. 81), welches einen Abfluss in den Bottnischen Meerbusen besitzt, den Kumo und Kyros Joki, so entdecken wir mit stiller Freude, dass der Bau dieser Seengruppe vollständig einem künftigen Flussgebiete mit Seitengewässern gleicht. Beständen die Wände dieser hydrographischen Gefässe nicht aus Granit, sondern aus schwächeren Gesteinen oder lockerem Schutt, so würde der Abfluss längst schon sein Bett so weit vertieft haben, um die Sohlen der Seen trocken zu legen. Wir würden dann statt einer Kette von schmalen Weihern ein Flussgebiet vor uns haben, welches sich von anderen Flussgebieten nicht unterschiede, und wir wären nicht mehr vor der Mystification gesichert, jene Thäler für Sculpturen des fliessenden Wassers anzusehen. Dieser Fall aus der Embryologie der Flüsse, wenn man sich so ausdrücken darf, liefert abermals einen Beweis, dass bisweilen die Thäler älter sein können als die Flüsse.

Fig. 81.

Der Kumo und Kyros Joki Finnland's mit der Mündung in den Bottnischen Meerbusen.

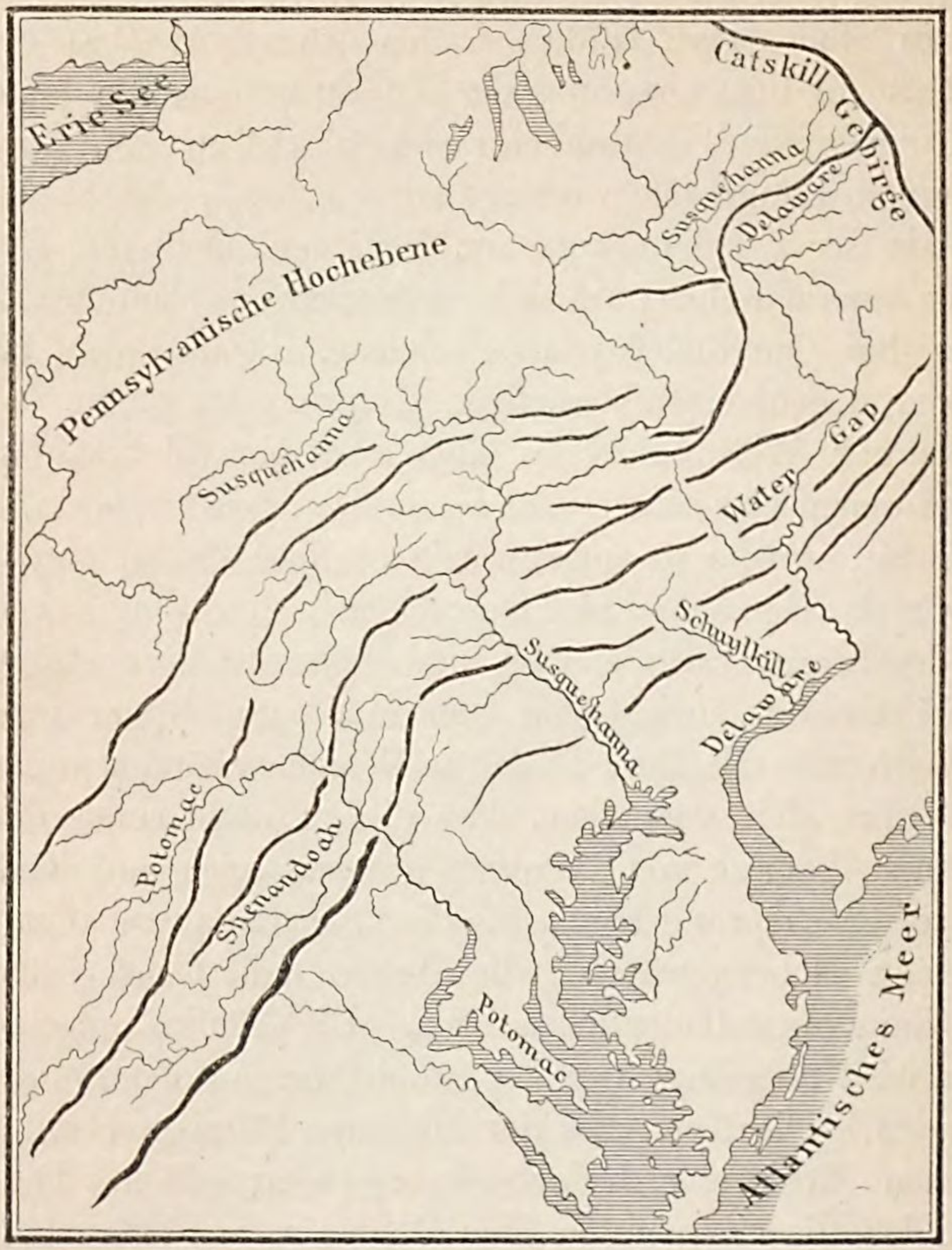
Ferner giebt es eine ganze Classe von Thälern, die sich von dem Verdachte reinigen lassen, als seien sie von den Flüssen ausgewaschen worden, welche jetzt in ihren Rinnen strömen. Ganz deutlich zeigt nämlich eine Anzahl von Gebirgen an ihrem Schichtenbau, dass sie durch eine Runzelung oder Faltung der Erdoberfläche entstanden sind,

wie der Jura, die Alleghanies und, wie es scheint, der Atlas in Marocco. Dort entstehen Thäler theils durch eine muldenartige Umbiegung der Schichten (synklinale Thäler), theils durch Aufsprengung der Bodenfalte längs ihrem Kamme (antiklinale Thäler, vgl. Fig. 89 in Bd. I, S. 546). In allen diesen Fällen ist es erweislich, dass die Meteorwasser nichts mit dem Ursprung der Thäler zu schaffen hatten. Auch sind wohl die meisten Geographen und Geologen geneigt, den Ursprung der sogenannten Längenthäler erster Ordnung, d. h. solcher, die parallel streichen mit der Erhebungsaxe von Gebirgen, nicht der Ausfurchung von Flüssen zuzuschreiben; um so hartnäckiger bestehen einzelne darauf, wenigstens den Querthälern, also solchen, die senkrecht zu den Erhebungsaxen stehen, einen derartigen Ursprung zu retten.

Glücklicher Weise giebt es aber auch eine Mehrzahl von Querthälern, bei denen sich schon jetzt nachweisen lässt, dass sie älter waren als die Flüsse, welche sie gegenwärtig als ihre Betten benutzen. Betrachten wir das Gemälde dreier Querthäler in den Alleghanies (Fig 82), die vom Delaware, Susquehanna und Potomac durchströmt werden. Jeder von ihnen durchbricht vier oder fünf parallel geordnete Gebirgsketten. Wollte man alle diese Thäler zu Erosionsschöpfungen erniedrigen, so müsste man sich vorstellen, dass die im Länderbilde dargestellten Höhenkämme Abstürze von Terrassen gewesen seien, auf deren höchster der Fluss seinen Ursprung nahm, um das Querthal zuerst einzuschneiden, worauf seinen Nebengewässern die Arbeit zufiel, auf jeder Terrasse wiederum die Längenthäler auszutiefen. Die Möglichkeit eines solchen Vorganges wird allerdings von der Darstellung auf der Landkarte nicht ausgeschlossen. Die Kenntniss der Höhenverhältnisse bereitet indessen einer solchen Erklärung bedeutende Schwierigkeiten. Die höchsten Ketten nämlich, die sogenannten Blue Mountains, sind diejenigen, welche der Fluss zuletzt durchbricht, also die unterste der Terrassenstufen. Auch liegen die Quellen der drei Flüsse auf dem pennsylvanischen Tafellande, welches nur 300, 450—600 Meter absolute Erhebung besitzt, während die Kämme der vorliegenden Parallelketten da, wo die Durchbrüche erfolgen, zum Theil viel höher sind. So besitzen z. B. die Quellen des Delaware am Fusse der Catskill-Gebirge nur 500 Meter absolute Erhebung, während beim Watergap, wo der Fluss eine der mittleren Ketten durchbricht, zu seinen beiden Seiten die Wände seiner Schlucht gleichfalls zu 500 Meter Höhe über den Delawarespiegel emporsteigen, während zu dieser relativen Erhebung noch das beträchtliche Gefäll des Wassers zwischen dem Watergap und der See hinzugezählt werden muss. Obendrein wissen wir noch, dass die Parallelketten der Alleghanies keine Stufen von Terrassen sind oder gewesen sein können; denn alle ihre Schichten sind stark gefaltet, und, wie

Dana nachgewiesen hat, laufen die Axen der Falten parallel mit den Kammaxen der heutigen Gebirge; ja die Bodenfaltungen erscheinen,

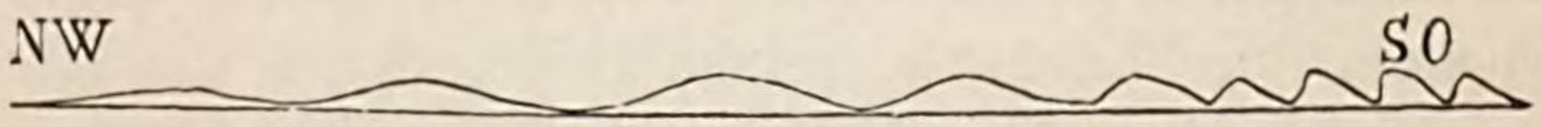
Fig. 82.



Querthäler in den Alleghanies.

wie beifolgender Querschnitt (Fig. 83) zeigt, weit stärker aufgerichtet und zum Theil überhangend in der Nähe der Küste als weiter landeinwärts, wo sie sich zu mässigen Wellenbewegungen besänftigen.

Fig. 83.



Idealer Querschnitt der Schichtenfaltungen in den Alleghanies.

Dass Flüsse, die auf niederem Niveau entspringen, sehr hohe Gebirge durchsetzen, ist überhaupt keine seltene Erscheinung. Mehrere Fälle dieser Art treffen wir auf der Gaspé-Halbinsel, welche den Süd-

rand des Laurentiusgolfes in Amerika bildet. Bei einer mittleren Erhebung von 450 Metern richten sich ihre Ränder im Abstand von 6—12 englischen Meilen (1,3—2,6 geographische Meilen) vom Laurentiusstrom zu dem Schickschockgebirge mit Gipfelhöhen von 900—1200 Metern auf. Dieser Höhenrand wird von den Flussthälern Ste. Anne des Monts, Chatte und Matanne bis auf 150—180 Meter absolute Erhebung zerspalten. Alle diese Flüsse entspringen südlich von ihren Durchbrüchen auf sehr geringen Meereshöhen; ja, einer der Nebenarme der Matanne hat seine Quelle sogar nördlich von dem Gebirge auf einer niederen Bodenerhebung, so dass er zuerst den Höhenrand nach Süden zu in einer Schlucht und später zum zweiten Male durch seine Rückkehr gegen Norden durchbrechen muss [1]).

Es mangelt auch in Europa nicht an Beispielen, dass Gebirge und Bodenerhebungen von Flüssen durchschnitten werden, die oberhalb geräumige Gebiete von weit tieferem Niveau durchfliessen als die Gebirgskämme.

Vor der Strecke zwischen Pressburg und Ofen (s. Fig. 84) durchströmt die Donau ein Terrain von unter 200 Meter mittlerer Erhebung; auch hat sich ihr Spiegel bei Komorn bereits auf 104 Meter gesenkt, während ihr Gefäll von dort bis Pest beiläufig nur 8 Meter beträgt. Auf jener Strecke durchbricht sie aber eine Gebirgskette, welche man am rechten Ufer der Donau den Bakonyer Wald, auf dem linken dagegen das Neograder Gebirge nennt und welche sich von 325 Meter Erhebung bis zu Gipfelhöhen von über 700 Metern aufschwingt. Wie das böhmische Mittelgebirge ragt sie halbinselartig, nur durch ein schmales Thal von den Karpathen getrennt, aus einer Ebene, welche die Donau hätte benutzen können, um von Pressburg aus südwärts zu schwenken und etwa das Thal der Mur zu erreichen. Sie hätte dann, wie es Flüsse so häufig thun, den Bakonyer Wald umgehen und sich das Abenteuer jenes Durchbruchs ersparen können. Jene Flussenge ist also älter als die Donau, wie ja auch ihr Durchbruch von der bayerischen Hochebene nach dem Marchfelde bei Wien schon in der jurassischen Zeit vorhanden war, wo das alte Meer, welches noch einen Theil der Schweiz, sowie Schwaben und Bayern bedeckte, zwischen dem heutigen Greinerwald und den Alpen zu einem schmalen Arm verengt wurde [2]).

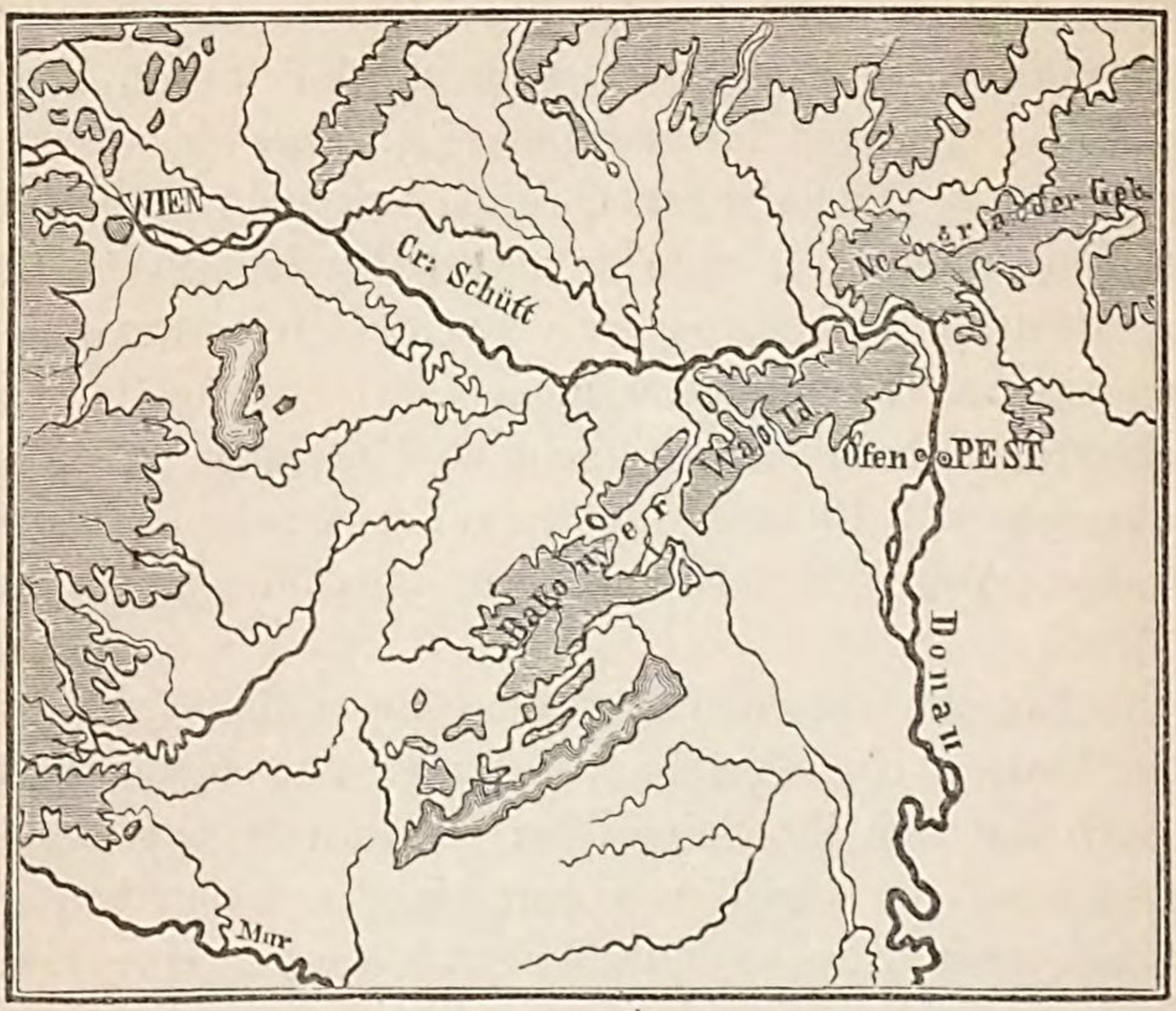
Will man in allen diesen Fällen sich an den Gedanken noch klammern, dass jene hydrographischen Engpässe in quervortretenden Gebirgen durch die Gewässer, welche wir heute dort fliessen sehen,

[1]) Logan, Geology of Canada. p. 3.

[2]) S. das Jurameer in Oswald Heer's Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 161.

ausgetieft worden seien, so muss man sich zu der Annahme entschliessen, dass die Flüsse älter seien als die Gebirge, welche sie durchbrechen. Die Möglichkeit eines solchen Verhaltens lässt sich nicht gänzlich ver-

Fig. 84.



Durchbruch der Donau durch den Bakonyer Wald und das Neograder Gebirge (das schraffirte Gebiet besitzt über 325, das unschraffirte unter 325, meistens weniger als 200 Meter Höhe).

neinen. Tritt nämlich der Fall ein, dass quer unter einem schon ausgebildeten Strome eine Gebirgskette aufsteigt, bestehen ihre Schichten aus locker gefügten Gesteinen, die sich leicht hinwegführen lassen, und findet das Aufsteigen so langsam statt, dass die Erosion des Flusses damit Schritt halten kann, so wird ein Strom sein altes Bett behaupten können, während an seinen beiden Ufern die Wände eines Landrückens oder eines Gebirges aufwachsen.

Der Schauplatz eines solchen Vorganges ist einst das obere Elbgebiet gewesen [1]). Noch während der Kreidezeit war das Elbthal ober- und unterhalb Dresden, sowie das nördliche Böhmen (bis Saaz, Prag und Königgrätz) ein grosser Meeresgolf; erst am Ende derselben tauchten diese Gegenden, insbesondere auch die Sandsteinmassen der Sächsischen Schweiz über den Meeresspiegel empor. Wie heute, so strömten in den nun folgenden tertiären Zeiten die Meteorwasser Böhmen's, dem

[1]) Vgl. hierzu Hermann Credner, Elemente der Geologie. 3. Aufl. Leipzig 1876. S. 216. 224, sowie die ausführlichere Darlegung Rudolf Credner's in der Deutschen Revue. Juli 1878, S. 96 ff.

nach Norden sich abdachenden, terrassenförmigen Bau des Landes entsprechend, nach der tiefsten Stelle im Norden, stauten sich jedoch hinter dem Gebirgsriegel bei Tetschen auf, und so entstand ein weitausgedehnter Binnensee, auf dessen Grunde die Tertiärablagerungen des nördlichen Böhmen sich vollzogen. Die Existenz dieses tertiären Süsswassersees ist ein sicheres Zeugniss dafür, dass der Gebirgswall am Nordrande Böhmen's damals noch keinen Spalt besass, durch welchen die Gewässer abfliessen konnten, ohne einen See zu bilden. Nach alledem müsste das Niveau des Elbstromes ehemals viel höher gelegen haben als jetzt. In der That finden sich in der Gegend von Dresden und Pirna zahlreiche Schotteranhäufungen aus Basalt, Phonolith, Grauwacke und Kieselschiefer bis zu einer Höhe von 90 Metern über dem gegenwärtigen Spiegel der Elbe bei Dresden. Dieses Material stammt offenbar aus Böhmen und kann nur durch die Elbe nach Sachsen transportirt worden sein; somit hat dieser Strom seitdem sein Bett mindestens um 90 Meter vertieft. Uebrigens mussten die gesammten Höhenverhältnisse jener Gegenden in der Tertiärzeit wesentlich andere sein als jetzt. Aus der Lagerungsweise der einzelnen Formationsglieder des Erzgebirges geht deutlich hervor, dass die Erhebung desselben eine ganz allmähliche war und sich von den ältesten geologischen Zeiträumen bis in die geologische Gegenwart herein erstreckte; insbesondere wird dies dadurch bewiesen, dass die tertiären Schichten am Südfusse des Erzgebirges um 20 bis 30 Grad aufgerichtet sind. Ferner muss das Diluvialmeer in Form einer Bucht bis nach Nordböhmen gereicht haben, da hier (insbesondere im Thale des Polzen und seiner Zuflüsse) und in der Sächsischen Schweiz vielfach nordische Geschiebe und zwar bis zu einer Meereshöhe von 370 Metern vorkommen. Erst am Schlusse der Diluvialzeit wich das Meer in Folge des allmählichen Aufsteigens des Landes wieder zurück, und nun begann wahrscheinlich die Vertiefung des heutigen Elbthales. Während das Gebirge fortdauernd an Höhe gewann, furchte sich der Strom sein Bett immer tiefer aus; gleichzeitig schnitten sich die Zuflüsse der Elbe, denen nun neue Gelegenheit zur Ausübung ihrer Fallthätigkeit gegeben war, tiefer in jene Schluchten ein und schufen so die herrlichen, vielbesuchten „Gründe“ der Sächsischen Schweiz.

Das Seitenstück zu dieser hydrographischen Episode bietet uns der Rhein in seinem Mittellaufe. Nach der früheren Anschauung hatte sich schon vor der Jurazeit das Vogesen- und Schwarzwaldgebiet als festes Land erhoben und hing im Norden zusammen mit den heutigen Höhenrücken zu beiden Seiten des Rhein's bis nach Bonn, wo die Ufer der jurassischen Nordsee lagen. Das jetzige Rheinthal zwischen Basel und Bingen dagegen, meinte man, bildete einen Meerescanal, der

sich bei Bern erweiterte und über Genf und Lyon mit einer grossen südeuropäischen Meeresfläche vereinigt war. In diesem Golfe sollten die jurassischen Ablagerungen entstanden sein, welche man gegenwärtig am Fusse der Vogesen und des Schwarzwaldes in der Oberrheinischen Tiefebene findet. Nach neueren Untersuchungen ist jedoch das Aufsteigen dieser Gebirge erst in nachjurassischen Zeiten, die Entstehung der Einsenkung zwischen beiden aber erst in der Tertiärzeit erfolgt. Die jurassischen Schichten der Rheinebene würden hiernach nur „die Reste und Bruchstücke eines gewaltigen Schichtencomplexes sein, welcher, gleichzeitig mit dem Schwarzwald und dem Wasgau über den Meeresspiegel erhoben, beide Gebirge mit einander verband, in der Tertiärzeit aber durch eine Verwerfung der von Klüften durchsetzten Schichten in das Niveau der jetzigen Rheinebene hinabsank, während zu beiden Seiten die genannten Gebirgszüge erhalten blieben“. Ueber jene Rheinniederung ergossen sich nun die Fluthen des Tertiärmeeres, das sich, wie die tertiären Sedimentschichten bezeugen, als ein schmaler Golf zwischen Vogesen und Schwarzwald bis zum Spessart, Rhöngebirge, Vogelsberg, Taunus und Hunsrück nach Norden erstreckte. Dieses Meeresbecken verwandelte sich nach und nach in einen Süsswassersee, was sich dadurch erweisen lässt, dass die unteren, ältesten Schichten noch eine fossile Meeresfauna, die mittleren aber Brackwasserthiere beherbergen, während auch diese in den obersten, jüngsten Etagen gänzlich verschwinden. Hieraus ergiebt sich, dass am Ende der Tertiärzeit durch eine Hebung am Ausgange jenes tertiären Golfes dieser zu einem Binnensee wurde. Die Aussüssung desselben aber war nur unter der Bedingung möglich, dass seine salzigen Wasser abgeleitet und durch das Süsswasser der Zuflüsse ersetzt wurden. Das Ausgangsthor für die abrinnenden Wasser aber befand sich in der Nähe des heutigen Bingen. Doch war auch hier von Anfang an kein Spalt vorhanden, der dem See als Abzugscanal diente; vielmehr erkennen wir in den mit Geschieben und Flusskieseln bedeckten terrassenartigen Plateaux, welche bis zu Höhen von 190 Metern über der gegenwärtigen Thalsohle angetroffen werden, deutliche Spuren eines alten, höher gelegenen Rheinbettes, welches der mächtige Strom erst allmählich in die festen Grauwacken- und Schieferbänke eintiefte. Da die Ablagerungen jenes Sees unter normalen Verhältnissen nirgends in Meereshöhen vorkommen, welche den Höhen der als Querriegel dienenden Kämme des Taunus und Hunsrücks entsprechen, so ist man zu der Annahme gezwungen, dass diese Gebirge damals viel niedriger waren als jetzt. In der That wird durch geologische Untersuchungen bestätigt, dass Taunus und Hunsrück noch in nachtertiärer, ja nachdiluvialer Zeit durch seculäre Hebung mehr und mehr emporgerückt sind. Der Binnensee brauchte

also gar nicht so hoch anzuschwellen, um zum Abfluss zu gelangen. Dass die Gewässer dieses Sees wirklich über jene Gebirge hinweggeströmt sind, wird auch bezeugt durch Schollen tertiärer Ablagerungen, welche sich an geschützten Stellen auf der Höhe jener Gebirgsrücken zeigen. Ursprünglich gebildet unter dem Niveau jenes Binnensees wurden sie, als die Gebirgsmassen des Taunus und Hunsrücks aufstiegen, bis zu über 400 Meter Meereshöhe emporgehoben. Gleichzeitig mit dieser Hebung vertiefte der Fluss fortdauernd sein Bett; in gleichem Masse sank der Spiegel des Sees, bis endlich die Thalsohle des Stromes tief genug lag, um dem letzten Rest jener Wasseransammlung den Abfluss zu gestatten [1]).

Das Gegentheil von dem erwähnten Vorgange ist in historischer Zeit ebenfalls bereits eingetreten und beobachtet worden. Wenn nämlich eine neue Bodenerhebung quer durch ein Flussbett setzt und sich so rasch erhebt, dass die Erosion nicht mit ihr Schritt halten kann, so wird der Fluss, den neuen plastischen Veränderungen sich fügend, sein altes Bett verlassen und einen anderen Lauf einschlagen müssen. Charles Darwin erzählt uns, dass Gill, ein englischer Geolog, dem er vollständiges Vertrauen schenkt, bei Huaraz, unweit Lima, eine Ebene mit Ruinen bedeckt und daneben Spuren einer ehemaligen Bewässerung antraf, die aus dem leeren Bette eines beträchtlichen Flusses stammte. Wenn nun jemand dem Laufe eines Flusses aufwärts folgt, so muss er sich beständig mehr oder weniger erheben. Gill staunte daher nicht wenig, als er, nachdem er dem trockenen Flusse aufwärts nachgegangen war, plötzlich das Bett sich wieder senken sah. Unter der ehemaligen Wasserrinne hatte sich also der Boden aufwärts gefaltet bis zu einer Höhe, nach Gill's Schätzung, von 13—16 Metern im Perpendikel. „Wir haben hier," setzt Darwin hinzu, „den unzweideutigsten Beweis, dass in historischer Zeit ein Höhenrücken durch das Bett eines Stromes erhoben wurde, der viele Jahrhunderte dort geflossen sein muss."

Der niedrigste aller Alpenpässe ist bekanntlich die Strasse über den Brenner; denn sie liegt mehr als 650 Meter tiefer als die Pässe über die Schweizer Alpen, die sämmtlich 2000 Meter überschreiten, während der Brenner an seinem höchsten Punkte nur 1342 Meter erreicht. Der Brennerpass wird gebildet durch das Wippthal, auf dessen nördlichem Abhange die Sill in den Inn, auf dessen südlichem der Eisack der Etsch zufliesst. Wer die Strasse schon bereist hat, wird sich erinnern, dass auf der Wasserscheide, die sich übrigens keinem Laienauge verräth, einige Weiher liegen. Nach einer populären Be-

[1]) Nach Rudolf Credner's Aufsatz: „Ueber die Entstehung des Rheinthales unterhalb Bingen und des Elbthales unterhalb Bodenbach" in der Deutschen Revue. Juli 1878, S. 96 ff.

hauptung sollte dort ein Haus stehen, dessen eine Dachtraufe den Regen nach dem Mittelmeere, die andere ihn nach dem Schwarzen Meere abrinnen lasse. Wenn sich Karl Vogt in seinen „Vorlesungen über den Menschen“ (Bd. I, S. 275) nicht zu erklären vermag, dass die Forellen auf den nördlichen und südlichen Abhängen der Alpen zu einem Stamme gehören, so wird das Räthsel, wie Fische hohe Gebirgskämme übersteigen können, am Brenner sehr einfach gelöst; denn herabstürzende Lawinen oder Ungewitter, die, wie man das so häufig in den Alpen erlebt, Schuttmassen als Querdämme in die Thäler hinabschwemmen, können dort sehr leicht ein Stück vom Quellengebiet der Sill sammt den darin enthaltenen Fischen abgesondert und dem Eisack zugeführt haben. Es ist sogar wahrscheinlich, dass von jeher die Grenzen der Wasserscheide dort ein wenig geschwankt haben, so dass der Eisack bisweilen der Sill, die Sill bisweilen dem Eisack kleine Gebietsstrecken sammt ihren Unterthanen abtreten musste.

Eine treffliche Erklärung des Brennereinschnittes hat uns neuerdings Alexander Supan in seiner vorzüglichen Arbeit „Studien über die Thalbildungen des östlichen Graubünden's und der Tiroler Centralalpen“ [1]) gegeben. Er zeigt zunächst, dass weder das Sill-, noch das Eisackthal bis Sterzing im Vergleich mit anderen Thälern der Tiroler Alpen abnorm ausgebildet ist, dass vielmehr die Abnormität nur in der geringen absoluten Höhe oder — wie wir auch sagen können — in der bedeutenden relativen Tiefe der Wasserscheide liegt. Von grösster Wichtigkeit ist hierbei der Umstand, dass im ganzen wasserscheidenden Hauptkamm von der Klopaier Spitze im Vintschgau bis zum Schneewinkel am Ostende des Venediger Massivs allein der Brenner und seine nächste Umgebung nicht im Gneissgebiete liegen, dass vielmehr Kalkthonphyllite vorherrschen. Zwar ist auch dieses Gestein von ausserordentlicher Härte; durch den gewaltigen Seitendruck aber, den die beiden zu Fächern und Gewölben sich faltenden krystallinischen Massen der Oetzthaler Alpen und Hohen Tauern auf die zwischen ihnen eingeklemmten weicheren und nachgiebigeren Schichten der Kalkthonphyllitgesteine ausübten, wurde das Wippthal der Schauplatz der gewaltsamsten Schichtenstörungen. Die muldenartige Eintiefung des Wippthales bot daher in ihren unzähligen Sprüngen und Rissen den erodirenden Kräften zahlreiche günstige Angriffspunkte. So war diesen Kräften hier der Weg vorgezeichnet, und sie vermochten leicht die ihnen gestellte Aufgabe zu lösen. „Die Schöpfung der heutigen Thäler, wie die allmähliche Tieferlegung der Wasserscheide muss der Erosion

[1]) Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien. Bd. XX (1877), S. 293 ff., bes. S. 343 ff.

(natürlich im weitesten Sinne des Wortes) zugeschrieben werden. Die Annahme einer Querspalte, die den wasserscheidenden Kamm hier durchriss, ist unnütz und zugleich willkürlich; denn das Vorhandensein dieser angeblichen Spalte kann niemand beweisen.“ Endlich darf hierbei nicht übersehen werden, dass der Brenner in der directen Verlängerung des breiten Etschthales liegt, dass somit die warmen und feuchten Südwinde einen offenen Zugang zu dem Brenner haben. Sie waren es auch, welche die Schnee- und Eishülle, die im übrigen die grosse Wasserscheide bedeckt, verscheuchten. Während so die erodirenden Kräfte auf der Kammhöhe im allgemeinen schlummerten (vgl. Bd. I, S. 473 f.), wirkten hier Regen, Frost, fliessendes Wasser und chemische Zersetzung in überaus erfolgreicher Weise.

In manchen Fällen kann das Vorhandensein eines uralten Spaltes nicht geleugnet werden. Wir denken hier zunächst an das merkwürdige Querthal, welches sich durch den Mjösen-See und Gudbrandsdalen über Lesjö bis zur Nordsee erstreckt[1]). Zwei Meilen über Dovre am Sockel des Snehætten liegt ein schmaler Weiher, der seine Wasser gleichzeitig nach zwei Abhängen in's Baltische Meer und in die Nordsee schickt, nach Leopold v. Buch's Versicherung kaum mehr als 700 Meter über das Meer erhoben, so dass, wenn der Seespiegel auf die gleiche Höhe anschwellen würde, die grosse, einseitig an ihrem Nordseerande aufgerichtete Platte krystallinischer Gesteine, welche wir die skandinavische Halbinsel nennen, durch jenes Thal wie durch einen Quersprung in zwei Stücke gesondert erscheinen würde[2]). Eine ähnliche Querspalte von gleicher Ausdehnung finden wir in Nordamerika. Das Thal, welches dort der Hudson durchströmt, verlängert sich geradlinig zum Champlain-See, der seinen Abfluss nach dem Laurentiusstrom sendet und vom Hudson selbst durch eine Wasserscheide von nur 45 Meter Höhe getrennt wird. Der Champlain dagegen besitzt nur 28 Meter Meereshöhe, und im Hudson gehen Ebbe und Fluth 145 englische Meilen (= 31,4 geographische Meilen) aufwärts. Das Atlantische Meer brauchte sich daher nur wenig mehr als 70 Meter zu erheben, so würde es mit Hilfe der Hudsonsspalte das acadische Dreieck, d. h. alles Land zwischen Hudson, Laurentius und dem Meere, in eine Insel verwandeln.

Die Geologie belehrt uns, dass sehr viele, scheinbar starre Gesteinsmassen noch immer genug Biegsamkeit besitzen, um eine Faltung zu ertragen, ehe Quer- oder Längenrisse eintreten. Ueberschreitet aber die

[1]) Leopold v. Buch, Reise durch Norwegen und Lappland. Berlin 1810. Bd. I, S. 195 f.

[2]) Dass Fjorde nicht durch Erosion, sondern durch die Hebung von unten, sowie durch den Volumenverlust bei dem Krystallinischwerden geschichteter Felsarten entstanden, s. Bd. I, S. 477 ff.

gewölbartige Auftreibung der Schichten die Grenzen der Dehnbarkeit, so zerspringt der gehobene Theil der Erdrinde in Stücke.

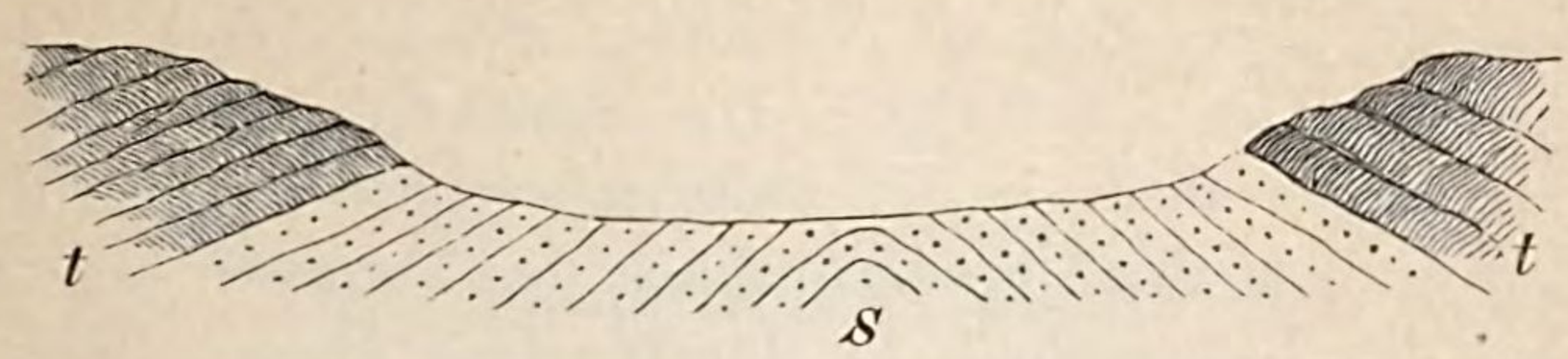
Verdanken wir aber auch den räthselhaften Hebungskräften im Erdinnern mit dem Bau der Gebirge oder den Bodenanschwellungen zugleich die Spaltungslinien der künftigen Thäler, so war in vielen Fällen doch nur die Aufschliessung vorbereitet; denn alles, was den Spalt zu einer Schlucht, die Schlucht zu einem Thale erweitern kann, ist ein Werk der himmlischen Wasser. Immerhin aber sind ihre Leistungen im voraus begrenzt durch die Beschaffenheit der gehobenen Massen. Da, wo sie leicht zerrüttetes Gestein antreffen, wird es ihnen nicht schwer, die Thäler zu Kesseln auszuspülen, während wir dort, wo wir die Kessel von Clausen geschlossen und die Wasser durch Steinnasen eingeengt sehen, sicher sein dürfen, härtere Felsarten anzutreffen. Die Thäler zweier Flüsse von gleichem geologischen Alter, gleichem Gefälle und gleicher Wasserfülle werden also enger oder offener sein je nach dem Widerstande der Felsarten, die sie ausfurchten [1]).

Beim Ueberblicken unserer erzielten Ergebnisse regt sich indess die Besorgniss vor dem Missverständnisse, als wollten wir dem Wasser seinen Antheil an der plastischen Umgestaltung der Erdoberfläche verkümmern. Haben die Kräfte im Innern die Rinde des Planeten aufgerichtet, zersprengt und erschlossen, so waltet, wie ihre Thätigkeit still steht, unumschränkt die Herrschaft der Kräfte im Luftkreis, und diese verfahren nun mit den Erhabenheiten der Landschaft völlig nach ihrem Bildhauerbrauche. Im Anfang gehorchen sie noch den gegebenen Gefällen, und ihre Verrichtungen erscheinen geringfügig; mit der fortschreitenden Thätigkeit werden sie immer entscheidender und freier; ja, sie führen schliesslich zum gänzlichen Verwischen des ursprünglichen Baues der Erdrinde. Würde ein Geolog nur einen solchen alten und gealterten Schauplatz kennen, so möchte er in Versuchung gerathen, dem Wasser allein das Hoheitsrecht über Berg und Thal zuzusprechen. In Schottland, wie der treffliche Geikie gezeigt hat, erscheint das Wasser als unbeschränkter Gebieter. Da, wo der gewölbartige Bau der Schichten eine Bodenschwellung voraussetzen liesse, finden wir, wie zum Trotze, Thäler ausgewaschen (Fig. 85), und da, wo die Schichten muldenförmig zu einem Thale gekrümmt waren, hat der zerstörende Luftkreis die Seitenwände so lange abgetragen, bis sie zu einem Berge zusammengeschärft wurden (Fig. 86). Eben deswegen erschien es nicht überflüssig, den Gang der Thalbildungen bis zu ihren ersten Ursprüngen zu verfolgen, um klar abzuscheiden, was den aufrichtenden und was den abwaschenden Kräften beigemessen werden muss.

[1]) Näheres bei B. Studer, Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. Bern, Chur und Leipzig 1844. Bd. I, S. 359 ff.

Gebirge dienen zur Verdichtung des Wasserdampfes in den Luftströmen und wirken im allgemeinen günstig auf die Benetzung der Länder an ihren Abhängen. Allein Gebirge sind zugleich Schranken für die Verbreitung der Geschöpfe. Ein Gebirge, welches wallartig bis

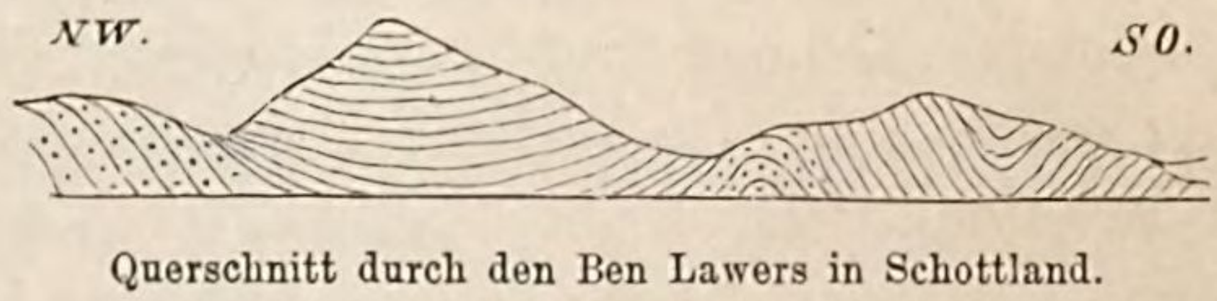
Fig. 85.



Querschnitt des Firth-of-Tay-Thales. *S* unterer alter rother Sandstein. *t* Trapp.

zur Schneelinie reichte, würde nicht bloss die Gewässer, sondern auch die meisten Thier- und Pflanzenarten an seinen Abhängen trennen. Giebt es jedoch nur eine einzige Höhenlücke in dem Wall, so ist schon viel geholfen. Nicht die Gipfelhöhen entscheiden dann die Rolle eines Gebirges, sondern die Passhöhen. Der Brennerpass erniedrigt in diesem Sinne die Alpen auf 1342 Meter; denn alles Lebendige, was sich noch bis zu dieser Höhe erheben kann, wird im Wippthale von einem Abhange zum anderen wandern.

Fig. 86.



Querschnitt durch den Ben Lawers in Schottland.

Unser Welttheil verdankt seine günstige wagerechte und senkrechte Gliederung vornehmlich dem grossen Gebirgszuge, welcher seinen südlichen und nördlichen Abhang scheidet, so dass man Europa als die Alpenhalbinsel des asiatischen Festlandes bezeichnen kann. Sehr Vieles von der geistigen und geselligen Ueberlegenheit seiner Bewohner lässt sich auf diesen glücklichen Bau unseres Welttheiles zurückführen. Die Alpen wären aber eher ein Hinderniss und eine Schranke der Vermittlung und des Verkehrs gewesen, wenn sie, statt in Ketten getheilt, als eine lückenlose Erdanschwellung aufgestiegen und wenn nicht wiederum ihre Ketten durch Querthäler aufgeschlossen worden wären. Kein bequemer Pass führt über die Alpen, wo nicht ein Strom vorher bis zum Kamm des Gebirges ein sanft ansteigendes Thal ausgefurcht hätte. Wir dürfen nur an die Bernhard-, Simplon-, Gotthard-, Splügen- und Brennerstrasse denken. Die Erosionskräfte des Wassers sind also dem menschlichen Verkehr dort überall vorbereitend zu Hilfe gekommen. Dies ist nicht überall auf unserem Planeten der Fall. Karl Ritter

hat uns gelehrt, dass im Jahre 102 n. Chr. die Chinesen bereits dem Kaspischen Meere sich näherten. Um wie vieles wäre die geistige Nacht des Mittelalters verkürzt worden, wenn schon damals ein unmittelbarer Verkehr zwischen den Römern und Chinesen angeknüpft worden wäre! Aber der Faden riss, ehe er noch beide Grossmächte verbunden hatte, und wir müssen warten bis zum Ende des 13. Jahrhunderts, ehe die Mongolen auf kurze Zeit als Vermittler zwischen dem Westen und dem äussersten Osten auftreten. Die Schwierigkeiten jener Verbindungen bestanden theils in den zwischenliegenden Einöden der Gobi, dann aber auch in der Unzugänglichkeit der Terrassen Centralasien's, wo es bei der Regenarmuth im Innern eines grossen Festlandes an Strömen und Bächen fehlt, welche die gewiss vorhandenen Zerspaltungen zu Thälern erweitern und dem Verkehr aufschliessen konnten. So lässt sich die verzögerte Entwicklung des Mittelalters in Europa theilweise zurückführen auf die mangelhafte Thalbildung in Centralasien.

XX. Die magnetischen Kräfte der Erde.

Anhang zu dem dritten Theile:

Die Wasser- und Lufthülle der Erde.

Schon seit mehr als siebzehn Jahrhunderten ist die Menschheit mit der Nordweisung der Magnetnadel bekannt; denn es berichtet uns bereits ein chinesisches Wörterbuch vom Jahre 121 n. Chr. über dieselbe. Doch wurde die Magnetnadel von den Chinesen nur auf Landreisen benützt; auf Schiffen hat man sie in Ostasien selbst zu Marco Polo's Zeit, also am Ende des 13. Jahrhunderts noch nicht verwandt. In den mittelalterlichen Schriften findet sich die erste Kunde von der Magnetnadel bei Alexander Neckam (1157 bis 1217), einem Lehrer an der Pariser Universität[1]), und bei Guiot von Provins, welcher in den Jahren 1203 bis 1208 schrieb. Das älteste arabische Werk, in welchem der polaren Richtkraft der Magnetnadel gedacht wird, stammt aus dem Jahre 1242 n. Chr. So weit also bis jetzt die arabische Literatur durchforscht ist, lässt sich nicht erhärten, dass die Araber bei ihren frühen Beziehungen zu China von dort die Magnetnadel und die Kenntniss ihrer Kräfte nach dem Abendlande gebracht haben. In neuerer Zeit befestigt sich mehr und mehr die Anschauung, dass, ganz abgesehen von der unbestrittenen hohen Priorität der chinesischen Verdienste, die Nordweisung der Magnetnadel selbstständig im Abendlande entdeckt worden ist. Frühzeitig wurde sie in eine Büchse (Bussole) eingeschlossen, zu der auch eine Strichrose gehörte. Die letztere an der Nadel selbst befestigt und demnach den Compass für Seefahrten erst recht brauchbar gemacht zu haben, ist wahrscheinlich das Verdienst Flavio Gioja's[2]).

[1]) Alexandri Neckam De naturis rerum libri duo, ed. Thomas Wright. London 1863. Lib. II, cap. XCVIII, p. 183.

[2]) Breusing in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Bd. IV (1869), S. 31 ff.

Um die Wirkung des Erdmagnetismus an irgend einem Orte der Erde zu ermitteln, muss man die Richtung und die Grösse der Kraft feststellen, welche er auf magnetische Körper ausübt. Da nun die Richtung der magnetischen Körper durch die Declination und Inclination gegeben ist, so wird die magnetische Erdkraft eines Ortes durch folgende drei Aeusserungen des Erdmagnetismus bestimmt: durch Declination, Inclination und Intensität. Es ist nun zu zeigen, wie sich diese sogenannten magnetischen Constanten mit der Lage des Beobachtungsortes ändern und wie sie zugleich auch zeitlich nicht unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen sind.

Nur an wenigen Orten der Erde fällt die Richtung einer in horizontaler Ebene frei schwingenden Magnetnadel mit derjenigen des astronomischen Meridians zusammen; vielmehr bildet sie mit dieser meist einen grösseren oder kleineren Winkel. Diese Missweisung nun, die eine östliche oder westliche sein kann, nennt man örtliche Declination.

Schon Pierre de Maricourt, welcher 1268 über den Magnet schrieb, wusste von einer östlichen Abweichung der Magnetnadel zu Paris von $7^1/_2{}^0$. Vor allem aber bemerkte Cristobal Colon ganz deutlich eine westliche Declination inmitten des Atlantischen Oceans im September des Jahres 1492 [1]). Anfangs wurde sie viel bezweifelt; selbst ein so ausgezeichneter Seemann wie Pedro Sarmiento, der das erste Schiff aus der Südsee in den Atlantischen Ocean führte, behauptete noch am Schlusse des 16. Jahrhunderts: von einer Missweisung könne niemals die Rede sein; man brauche nur eine Magnetnadel hinlänglich zu reinigen und frisch einzuölen, so werde ihre scheinbare Missweisung sofort verschwinden. Erst seitdem Baffin in der Baffinsbay im Jahre 1616 eine westliche Ablenkung der Nadel von nicht weniger als 56^0 erkannt hatte, waren auch die hartnäckigsten Leugner überzeugt [2]).

Zur Feststellung der magnetischen Declination verwendet man einen Apparat von folgender Construction. Einer frei schwebenden Magnetnadel wird ein in 360 Grade getheilter Kreis hinzugefügt, gleichsam das Zifferblatt des Apparates, während die Nadel den Zeiger vertritt. Doch stehen die Gradzahlen für Orte mit westlicher Declination in umgekehrter Reihe wie die Ziffern einer Uhr: der Nordpunkt trägt die Ziffer 0, der Westpunkt 90, der Südpunkt 180, der Ostpunkt 270. Fiele die magnetische Axe der Nadel mit der geometrischen, d. h. mit der Verbindungslinie der beiden Spitzen zusammen, so würde man unmittelbar an dem getheilten Kreise die Declination ablesen können, vorausgesetzt, dass die Verbindungslinie

[1]) Schiffsbuch des Colon. 13. September. Navarrete, Coleccion de Documentos. Vol. I, p. 8.

[2]) O. Peschel, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. Ruge). München 1877. S. 430 f.

der Theilstriche 0 und 180 genau mit der Richtung des astronomischen Meridians übereinstimmt. Da diese Bedingung jedoch häufig nicht erfüllt ist, so hat man, um den entstandenen Fehler zu corrigiren, die Nadel umzulegen, d. h. die untere Seite nach oben zu wenden. Es deutet dann jede Spitze der Nadel auf eine Gradzahl, welche um eben so viel zu gross ist, als sie zuerst zu klein war, oder umgekehrt. Das arithmetische Mittel beider Zahlen giebt somit den wahren Werth der Declination an. Um Bogenminuten und Bruchtheile derselben abzulesen, sind optische Hilfsmittel nöthig.

Bei der Declinationsbussole ist die horizontale Lage der Magnetnadel dadurch gesichert, dass der Schwerpunkt unter dem Aufhängepunkt liegt. Wird jedoch die Magnetnadel in ihrem Schwerpunkte selbst aufgehangen, so senkt sich eine ihrer Spitzen herab; die Nadel bildet also einen Winkel mit der Horizontalen, und diesen bezeichnet man als Inclination.

Georg Hartmann in Nürnberg kam bereits im Jahre 1543 auf den Gedanken, eine Magnetnadel an ihrem Schwerpunkte mit einer Axe zu versehen, so dass sie, schwebend aufgehangen, sich frei in einer senkrechten Ebene bewegen konnte. Hierbei machte er die Entdeckung, dass ihre Nordspitze sich tief nach dem Horizont herabneigte. Vier Jahre später veröffentlichte der Cremoneser Affaytato eine Abhandlung über die magnetische Senkungskraft[1]). William Gilbert (c. 1600) fand unter der Breite von London eine Inclination von 71° 40', der Jesuit Athanasius Kircher (1601 bis 1680) auf Malta unter dem 35. Grad n. Br. eine solche von nur 59° 15'. Man erkannte schon damals aus diesen Thatsachen, dass gegen den Aequator hin die Senkungskraft geringer werde, jedoch nicht symmetrisch mit den verminderten Polhöhen abnehme. Jesuiten, die nach Goa gingen, sahen in der Nähe des Aequators die Magnetnadel in wagerechter Stellung, während sich auf der Fahrt nach dem Cap der Guten Hoffnung die Südspitze der Nadel mit den wachsenden Breiten immer tiefer gegen den Horizont neigte[2]). Damals drängte sich bereits die Frage auf, ob es Punkte auf der Erdoberfläche giebt, an denen die Inclinationsnadel völlig vertical steht; doch sollte dieselbe fast noch zwei Jahrhunderte lang ihrer Lösung harren. Entschieden wurde sie erst durch die von Sir John Ross in den Jahren 1829 bis 1833 ausgeführte denkwürdige Expedition in die arktischen Gebiete[3]). Ross musste vier Polarwinter unter grossen Gefahren in der Nähe der Halbinsel Boothia Felix

[1]) d'Avezac im Bulletin de la soc. de géogr. Sér. IV, Tome XIX (1860), p. 359.
[2]) Kircher, Magnes sive de arte magnetica. Romae 1641. p. 401. 424.
[3]) Sir John Ross, Second Voyage in search of a North-West Passage. London 1835.

zubringen und rettete sich schliesslich nur durch eine kühne Bootfahrt. An dem Ankerplatz, welchen man in den ersten Wintern inne hatte (unter 69° 59′ n. Br. und 92° 1′ w. L. v. Gr.), betrug die Inclination 89°. So erschien es nicht unmöglich, den nördlichen Magnetpol selbst zu erreichen, d. h. denjenigen Ort, an welchem die Nadel auf 90° zeigt, also genau die Richtung eines Lothes besitzt. Am 27. Mai 1831 machte Sir James Clark Ross, ein Neffe von Sir John Ross, eine Schlittenreise gegen Westen und fand am 1. Juni desselben Jahres bei Cap Adelaide einen Punkt (unter 70° 5′ 17″ n. Br. und 96° 46′ 45″ w. L. v. Gr.), wo die Neigung bis zu 89° 59′ wuchs, also nur noch eine Bogenminute von der Lothlinie abwich. Hier liegt somit — oder vielmehr lag damals der nördliche Magnetpol [1]).

Ebenso wurden grossartige Unternehmungen in's Werk gesetzt, die Lage des südlichen Magnetpols zu erforschen. Am 16. September 1839 segelte Sir James Clark Ross von England ab, um magnetische Beobachtungen auf der südlichen Erdhälfte anzustellen [2]). Zu seinem grossen Verdrusse wurde ihm auf Tasmanien mitgetheilt, dass Wilkes und d'Urville gerade diejenigen Räume der Südsee durchstreift hatten, wo Gauss nach theoretischen Berechnungen den südlichen Magnetpol vermuthete. Gauss hatte denselben nach 72° 35′ s. Br. und 152° 30′ ö. L. v. Gr. verlegt; doch hätte er mit Rücksicht auf einen später für Hobarton festgestellten Inclinationswerth nach 66° s. Br. und 146° ö. L. v. Gr. gerückt werden sollen [3]). Unter diesen Umständen änderte der britische Polarfahrer seinen Plan und drang nicht unter dem 146., sondern unter dem 170. Grad ö. L. v. Gr., wo Balleny ein eisfreies Meer gesehen hatte, gegen Süden vor. Sir James Clark Ross gelangte auf jener Reise, auf welcher er am 11. Januar 1841 das Victorialand entdeckte, bis zum 78. Grad s. Br.; hier versperrte ihm ein mächtiger Eiswall den Weg nach dem Süden. Dem magnetischen Südpol konnte er sich nur bis auf etwa 160 Seemeilen (40 geographische Meilen) nähern; am meisten senkte sich die Magnetnadel unter 76° 12′ s. Br., 164° ö. L. v. Gr., nämlich auf 88° 40′. Nach Ross' sonstigen Beobachtungen befindet sich der magnetische Südpol wahrscheinlich im Innern des Victorialandes unter 75° 5′ s. Br. und 154° 8′ ö. L. v. Gr., also nur um 2° 30′ südlicher, als ihn Gauss mit einer an das Wunder grenzenden Genauigkeit aus wenigen und dazu unsicheren Bestimmungen ursprünglich ermittelt hatte [4]). Eine in neuerer Zeit durch Menzzer ausgeführte derartige

[1]) O. Peschel, l. c. S. 522 ff.

[2]) Vgl. hierzu Sir James Clark Ross, Voyage of Discovery and Research in the Southern and Antarctic Regions. London 1847.

[3]) Gauss und Weber, Atlas des Erdmagnetismus. S. 1.

[4]) Sir James Clark Ross, l. c. Vol. I, p. 246; Vol. II, p. 447.

Rechnung verlegt den südlichen Magnetpol nach 76° 49' 34, 71" s. Br. und 166° 7' 47" ö. L. v. Gr. oder in die Nähe der Beaufort-Insel des Ross'schen Meeres[1]). In keinem Falle stehen die beiden magnetischen Pole der Erde diametral einander gegenüber.

Längst hatte man genauere Kenntnisse davon, wie der tellurische Magnetismus in horizontaler und verticaler Ebene wirkt, also von der Declination und Inclination, bevor man die Intensität jener Kraft zu messen begann. Am frühesten haben W. Whiston (1667 bis 1752) und G. Graham (1723) die Schwingungen der Declinationsnadel hierzu benützt und aus deren Dauer auf die Stärke der magnetischen Kraft geschlossen. Im Jahre 1760 sprach Tobias Mayer und einige Jahre später Lambert den Satz aus, dass die örtlichen Intensitäten des Erdmagnetismus sich zu einander verhalten wie die Quadrate der Schwingungszahlen in gleichen Zeiten, dass somit bei zunehmender magnetischer Intensität die Schwingungszahlen der Magnetnadel in gleichem Masse wachsen wie die des Pendels bei vermehrter Schwerkraft (vgl. Bd. I, S. 154). Wenn man nämlich einen in wagerechter oder senkrechter Ebene schwebenden oder aufgehangenen Magnet, also die Declinations- oder Inclinationsnadel aus ihrer Ruhe stört, so wird sie nach einer gewissen Anzahl Schwingungen wie ein aus seiner senkrechten Lage verrücktes Pendel ihre frühere Lage wieder zu gewinnen suchen. Bei Anwendung von Nadeln gleicher Länge werden daher die Schwingungen in einer gewissen Zeit überall dort zahlreicher erfolgen, wo die Magnetkraft stärker ist, gerade so wie das Pendel rascher schwingt, wo die Anziehungskraft der Erde eine grössere ist. Coulomb begründete 1784 zuerst durch Experiment die Wahrheit des entdeckten Gesetzes.

Da in einem magnetischen Eisenstab der Magnetismus zwar über die ganze Masse vertheilt ist, aber an den beiden Polen sich am stärksten erweist, so durfte man auch von den Kräften des grossen Erdmagnets vermuthen, dass sie, obwohl den ganzen Erdkörper durchdringend, doch an den Polen am wirksamsten zur Geltung kommen. Dies ist insofern richtig, als in der That die magnetische Intensität an den magnetischen Polen doppelt so gross ist als am magnetischen Aequator. Dass sich die Intensität des Magnetismus polwärts vermindert, ging schon aus den Beobachtungen Lamanon's (des Begleiters von la Pérouse) hervor, welche derselbe von seinem Aufenthalt in Teneriffa (1785) bis zu seiner Ankunft in Macao (1787) anstellte. Diese Beobach-

[1]) Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Bd. VII (1872), S. 163 f. Nach Capitain F. J. Evans liegt der südliche Magnetpol unter $73^1/_2$° s. Br. und $147^1/_2$° ö. L. v. Gr. Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XXII (1878), p. 196.

tungen gelangten 1787 in die Hände Condorcet's, sind aber trotz aller Bemühungen bis jetzt nicht wieder aufgefunden worden [1]). A. v. Humboldt war es, der in einem Schreiben an Lalande aus Carácas vom 14. December 1799 von neuem verkündigte, dass im allgemeinen die Intensität von den magnetischen Polen nach dem Aequator abnehme. Am schwächsten zeigte sich dieselbe in den Anden auf dem magnetischen Aequator zwischen Micuipampa und Caxamarca (unter 7° 2′ s. Br. und 78° 48′ w. L. v. Gr.); hier pendulirten die Nadeln am trägsten. Dieser in Peru ermittelte Minimalwerth wurde fast ein halbes Jahrhundert ausschliesslich als Masseinheit (= 1,000) gebraucht. Die magnetische Intensität betrug hiernach im Jahre 1827 für Paris 1,348, für London 1,372. Die bis zum Jahre 1841 erschienenen Tafeln für die Intensität von Hansteen, Gauss, Erman, Sabine, Becquerel fussen alle auf derselben Einheit. Sabine's atlantische Reisen (1822 und 1823) führten jedoch zu dem Ergebniss, dass keineswegs immer an dem magnetischen Aequator, wo die Neigungsnadel wagerecht schwebt, die höchste örtliche Schwächung der Erdkraft angetroffen werde [2]); ein Punkt westlich von St. Helena (19° 59′ s. Br., 35° 4′ w. L. v. Gr.) hat nach Erman's Messungen (1830) nur eine Intensität von 0,706 (Humboldt'sche Einheit) [3]). Doch würde auch dieses Mass keine zweckentsprechende Einheit liefern, da es möglicherweise ebenfalls noch nicht der wahre Minimalwerth ist und zugleich nur für die Zeit der Beobachtung gilt.

Nach alledem sind magnetische Intensität und Inclination ziemlich unabhängig von einander; sie stehen durchaus nicht in so enger Wechselbeziehung, dass man die eine als eine unmittelbare Function der andern bezeichnen könnte. Besonders deutlich wird dies noch dadurch erwiesen, dass die nördliche und südliche Halbkugel je zwei Heerde oder Foci der grössten magnetischen Intensität besitzen. Nach der Humboldt'schen Kraftscala ausgedrückt ist die Intensität der beiden nördlichen = 1,878 und 1,75 (nach Erman 1,74, nach Hansteen 1,76), der beiden südlichen hingegen = 2,06 und 1,96. Die Minimal- und Maximalwerthe der erdmagnetischen Kraft verhalten sich demnach etwa wie 2:5. Trotz der obigen Differenzen nimmt man an, dass die Magnetkraft der einen Halbkugel nicht grösser sei als die der andern. Die nördlichen Foci liegen nämlich in Canada (nach Lefroy's Beobachtungen in 52° 10′ n. Br. und 260° 1′ ö. L. v. Gr.) und in Sibirien (nach Hansteen und Erman ungefähr

[1]) A. v. Humboldt, Kosmos. Bd. I, S. 433 f.
[2]) Pendulum experiments. London 1824. p. 460 sq.
[3]) Erman, Physikalische Beobachtungen. 1841. S. 570.

zwischen 63 und 70 ° n. Br. und unter 115 ° ö. L. v. Gr.) [1]); sie werden also durch einen ungeheuren Zwischenraum von einander getrennt, während sich die beiden australischen Foci (unter 64 ° s. Br., 137 ° 30 ′ ö. L. v. Gr. und 60 ° s. Br., 125 ° w. L. v. Gr.) weit mehr einander nähern; doch ist die Lage der letzteren noch mit keinerlei Sicherheit bestimmt.

Erst im Jahre 1833 gelang es Gauss, einen unbedingten Grössenausdruck zu gewinnen für die örtliche Stärke der Erdkraft durch die Ablenkung der Nadeln, sowie durch die Verzögerung oder Beschleunigung ihrer Schwingungen bei Annäherung eines zweiten Magnetstabes [2]). Doch ist die alte Humboldt'sche Einheit noch fast durchweg im Gebrauch wie etwa die Fahrenheit'sche und Réaumur'sche Thermometerscala, welche man noch immer nicht zu Gunsten der rationelleren Celsius'schen Scala aufgeben will. Indess lassen sich die nach der Humboldt'schen Einheit bestimmten Zahlen sehr leicht auf das absolute Mass reduciren; man hat sie nämlich nur mit 3,4941 zu multipliciren.

Die stumme Sprache der Magnetnadeln, die uns über geheimnissvolle Kräfte unseres Planeten unterrichtet, wurde erst verständlich, nachdem Edmund Halley sie sichtbar darzustellen lehrte, indem er auf Erdkarten alle Punkte der Rechtweisung und alle Punkte von gleicher Grösse der östlichen und der westlichen Missweisung durch Linien verband oder mit anderen Worten die erste Declinationskarte entwarf [3]). Halley nannte jene Linien Tractus chalyboelitici, wofür später A. v. Humboldt den Namen isogonische Linien einführte. Er war es auch, welcher für die Curven gleicher Inclination den Ausdruck isoklinische Linien und für die Curven gleicher Intensität die Bezeichnung isodynamische Linien erfand. Von besonderem Interesse ist es, den Verlauf der Hauptlinien auf den Declinations-, Inclinations- und Intensitätskarten zu verfolgen.

Nach der Declinationskarte von 1860 geht die Linie ohne Missweisung vom Magnetpol auf Boothia Felix nicht genau südwärts, sondern hält sich ein wenig ostwärts. Sie durchkreuzt den westlichen Theil der Hudsonsbay, den Huron- und Erie-See, wendet sich hierauf nach der Grenze von Nord- und Südcarolina, berührt die Reihe der Kleinen Antillen, durchschneidet Brasilien von der Amazonasmündung bis nach Rio de Janeiro und bewahrt ihre südsüdöstliche Richtung bis über den magnetischen Südpol hinaus. Auf der östlichen Hemisphäre

[1]) Edinburgh Review, October 1872. Vol. CXXXVI, Nr. 278, p. 427.

[2]) Intensitas vis magneticae terrestris ad mensuram absolutam revocata. Goettingae 1833. p. 6.

[3]) Vgl. hierzu Philosophical Transactions of the R. Society of London. Vol. XIII (1683), p. 210 sq.

angelangt, steigt sie südlich von Australien fast genau nach Norden empor, nimmt ihren Weg durch Westaustralien und (nach Nordwesten umgebogen) durch den nordöstlichen Theil des Indischen Oceans, schreitet hierauf mitten durch Balutschistan, Persien, das Kaspische Meer und das europäische Russland (etwa in der Linie Baku, Saratow, Nischnii Nowgorod) und erreicht an dem Westende der Halbinsel Kola das nördliche Eismeer. Diese Linie bildet einen unregelmässigen Ring um die Erdkugel und theilt dieselbe annähernd in zwei Hemisphären; in der einen, der atlantisch-europäisch-afrikanischen, ist die Missweisung eine westliche, in der anderen hingegen eine östliche.

Von den Kleinen Antillen angefangen wächst die westliche Declination beständig, je weiter wir gegen Osten vordringen, bis sie auf dem Raume zwischen den Cap-Verde'schen Inseln und Algier den Maximalwerth von 22° 13′ erlangt hat. Weiterhin vermindert sie sich wieder und wird bei Baku gleich 0. Von hier ab wird die Declination eine östliche, beträgt jedoch in Innerasien nirgends mehr als 5 bis 10°, vergrössert sich über dem Nordpacific und in Oregon bis auf 20° und verringert sich nun gegen die Antillen hin wieder bis zur Rechtweisung. In Ostasien findet sich überdies noch eine eiförmige Linie der Rechtweisung, welche sich von den Philippinen durch den Meerestheil östlich von Japan über die Kurilen (Bussole-Insel) nach der Lenamündung, hierauf südwärts nach dem Baikal-See und weiterhin wieder zurück nach den Philippinen zieht. Jene merkwürdige Anomalie wurde von Adolph Erman entdeckt, der auf seiner Reise um die Erde (1828 bis 1830) in Nordasien nicht weniger als dreimal die Linie magnetischer Rechtweisung durchkreuzte[1]). In der Mitte jenes Ovals trifft man eine westliche Declination von über 0 bis mehr als 5°.

Alle isogonischen Linien, also nicht bloss die Linie der Rechtweisung, sondern auch die Linien gleicher Missweisung vereinigen sich (natürlich abgesehen von dem sibirischen Oval) in den magnetischen Polen; diese sind also die Convergenzpunkte sämmtlicher isogonischen Linien. Denken wir uns um den magnetischen Nordpol einen Kreis gelegt, der einen Halbmesser von etwa 100 geogr. Meilen hat, so wird für jeden Punkt dieses Kreises die horizontal schwingende Magnetnadel mit derselben Seite nach dem Mittelpunkt gerichtet sein. Wollte man auf diesem Kreise eine Wanderung um den Pol machen, so würde man der Reihe nach allen möglichen Werthen der Declination zwischen 0 und 180° westlicher und östlicher Declination begegnen. Von der Südseite des Kreises und zwar vom 96. Gr. w. L. v. Gr. an, wo eine Recht-

[1]) Vgl. Adolph Erman, Reise um die Erde durch Nordasien und die beiden Oceane. Berlin 1848. Abthl. I, Bd. III, S. 115 und 116 (Nota).

weisung beobachtet wird, ist die westliche Declination nach Ost und Nord hin in beständiger Zunahme begriffen bis zu dem Punkte, wo jener Kreis den 96. Grad w. L. v. Gr. im Norden des Magnetpols (zwischen diesem und dem Nordpol) zum zweiten Male durchschneidet; hier erreicht die Declination den Maximalwerth von 180°. Sodann tritt der Kreis in das Gebiet östlicher Declination ein, welche allmählich von 180° auf 0° sinkt.

In der Nähe der magnetischen Pole, wo die Inclinationsnadel nahezu vertical steht, verschwindet der horizontale Antheil der magnetischen Erdkraft fast ganz. Daraus erklären sich die Klagen der Polarfahrer, dass die Bussole im hohen Norden wenig zuverlässig sei und oft rasch und wider Erwarten ihre Stellung verändere. Selbst durch geringe locale elektrische Entladungen wird sie vielfach in ihrem Gange beeinflusst; vor allem aber bewirken Nordlichter häufig starke Störungen.

Viel einfacher als der Verlauf der isogonischen Linien ist derjenige der isoklinischen Linien, indem diese der Richtung der Parallelkreise viel getreuer folgen als jene den Meridianen. Die ersten Karten für die Neigung der in verticaler Ebene sich bewegenden Nadeln entwarf für die Alte und Neue Welt 1768 der Schwede Wilke[1]), für den Atlantischen und Indischen Ocean der Astronom Legentil[2]). Die Linie, auf welcher die Neigung der Nadel Null ist, wo die letztere also horizontal schwebt, nennt man den magnetischen Aequator. Eine genaue Kenntniss seiner Lage hat man, seitdem ihn Duperrey in der Zeit von 1821 bis 1825 sechsmal auf seiner Erdfahrt in der „Coquille“ kreuzte[3]). Er tritt unter dem Meridian von Greenwich auf die nördliche Halbkugel, wendet sich von der Ecke des Guineabusens nach dem Osthorne Afrika's (Cap Guardafui), berührt die Südspitze des Plateaus von Dekhan, sowie das Nordende von Borneo und gelangt unter dem 165. Grad w. L. v. Gr. nach der südlichen Halbkugel. Unter dem 7. Grad s. Br. erreicht er Südamerika, welches er an der Ostseite unter dem 17. Grad s. Br. verlässt, um hierauf, nach Nordosten fortschreitend, unter dem Meridian von Greenwich den astronomischen Aequator wieder zu durchschneiden. Der magnetische Aequator liegt demnach in Afrika, dem Indischen Ocean und der westlichen Hälfte des Stillen Oceans nördlich von dem astronomischen Aequator,

[1]) J. C. Wilke, Försök til en magnetisk Inclinations Charta in den Kongl. Vetenskaps Academiens Handlingar för År 1768. Stockholm 1768. Vol. XXIX, p. 193.

[2]) Legentil, Voyage dans les mers de l'Inde. Paris 1779. Tome I, Plate I.

[3]) Arago, Rapport sur le Voyage de la Coquille. Oeuvres, Tome IX, p. 189.

in der östlichen Hälfte des Stillen Oceans, in Südamerika und dem Atlantischen Ocean jedoch südlich von demselben.

Die übrigen isoklinischen Linien ziehen im allgemeinen in gleicher Richtung mit dem magnetischen Aequator. Auf der nördlichen Halbkugel findet sich eine Inclination von 50° in Mexico, auf Cuba, im südlichen Marokko und Algier, an der Südspitze Griechenland's und in Asien fast durchweg unter dem 38. Parallelkreise, auf der südlichen Halbkugel an dem Nordrande von Patagonien, im unteren Zambesi-Gebiete, an der Nordspitze von Madagaskar und in der Mitte von Australien. Innerhalb des Deutschen Reiches schwankt die Inclination zwischen 65 und 70°. An den Magnetpolen (s. S. 457 ff.) steht die Inclinationsnadel vertical; hier verschwindet demnach der horizontale Antheil der magnetischen Erdkraft vollständig.

Ueber die Grösse der magnetischen Kraft an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche belehren uns die Karten der isodynamischen Curven. Der Punkt der geringsten bisher beobachteten Intensität liegt, wie bereits erwähnt wurde, westlich von St. Helena inmitten des Atlantischen Oceans (Intensität: 0,706 der Humboldt'schen Einheit). Um ihn breitet sich ein ovaler Raum aus, dessen Intensität den Werth 1 nicht übersteigt, also weit hinter der Intensität jedes anderen Erdenraumes zurückbleibt. Die Längenaxe dieses benachtheiligten Gebietes reicht vom Golf von Arica (Südamerika) bis Arabien; somit erstreckt sich diese Region über die Südhälfte des Atlantischen Oceans (bis zum 40. Grad s. Br.), über den centralen Theil von Südamerika und ganz Südafrika. Von hier aus wächst die Intensität nach Norden und nach Süden zu und erlangt an den bereits erwähnten vier Punkten (vgl. S. 460 f.) ihre grössten Werthe. Natürlich erfolgt die Intensitätszunahme nach dem weit weniger entfernten nordamerikanischen Maximum viel rascher als nach dem viel weiter entrückten sibirischen.

Die isodynamischen Curven lassen durchaus jenen Parallelismus vermissen, den die isoklinischen Linien fast überall aufweisen. Vor allem aber giebt sich eine höchst auffallende Unregelmässigkeit darin zu erkennen, dass diejenige Hemisphäre, welche den Stillen Ocean, das östliche Asien, Australien und Nordamerika umfasst, viel mehr (nämlich $1^1/_3$mal so viel) magnetische Kräfte besitzt als die andere Hemisphäre, welcher der Atlantische Ocean, Südamerika, Europa und Afrika angehören.

Die Thatsache, dass je zwei Punkte grösster Intensität auf der nördlichen wie auf der südlichen Halbkugel vorkommen, hat mehrfach zu der Meinung geführt, dass zwei magnetische Nordpole und Südpole existiren. Da jedoch von jeher nur diejenigen Punkte der Erdoberfläche

als magnetische Pole bezeichnet werden, wo die Inclinationsnadel senkrecht zum Horizonte steht, diese Punkte aber von denen der grössten Intensität durchaus unabhängig sind, so hat man kein Recht, auch die letzteren als magnetische Pole zu betrachten.

Die geheimnissvollen Kräfte des Erdmagnetismus hat man durch verschiedene Theorien zu deuten versucht. Nach der älteren Ansicht ist der Magnetismus in der Erde so vertheilt, dass die Gesammtwirkung nach aussen der Wirkung eines fingirten kleinen Magneten im Mittelpunkte der Erde entspricht. Diese Hypothese ist nicht mehr haltbar, da sich zahlreiche Erscheinungen nicht mit ihr vereinigen lassen. Hiernach müssten die magnetischen Pole diejenigen Punkte der Erdoberfläche sein, in welchen dieselbe von der geradlinigen Verlängerung jenes Centralmagnets getroffen wird; das Intensitätsmaximum müsste an den Magnetpolen zu finden sein; der magnetische Aequator müsste ein grösster Kreis und jede isoklinische Linie ihm parallel sein u. s. w. Dieser älteren Anschauung tritt die Gauss'sche Theorie entgegen, welche von dem Satze ausgeht: Die erdmagnetische Kraft ist die Gesammtwirkung aller magnetisirten Theile des Erdkörpers. Wie nun auch der Magnetismus im Erdinnern vertheilt sein mag, so ist doch seine Kraft an jeder Stelle der Erdoberfläche eine besondere; sie ändert sich daher von Punkt zu Punkt mit der geographischen Länge und Breite der Orte. Vor allem entwickelte Gauss eine Gleichung für den Werth des magnetischen Potentials, einer Grösse, aus welcher sich die Declination, Inclination und totale Intensität irgend eines Ortes leicht ableiten lässt. Wäre der Magnetismus innerhalb der Erde gleichförmig vertheilt, so würde nach dem absoluten Masse von Gauss jeder Cubikmeter der Erde die Magnetisirung von acht einpfündigen Magnetstäben im Maximum ihrer Sättigung besitzen [1]).

Indessen dürfte die Gesammtmasse der Erde, selbst wenn sie eine einzige grosse Masse magnetischen Erzes wäre, kaum im Stande sein, eine so starke magnetische Zugkraft zu entwickeln, und natürlich noch weniger dann, wenn der grössere Theil ihrer Masse aus unmagnetischen Stoffen zusammengesetzt sein sollte. Da nun alle strömenden Bewegungen in Flüssigkeiten, besonders wenn dieselben theilweise mit starren Körpern in Berührung stehen, von elektrischen Strömen begleitet sind, diese aber den Magnetismus in hohem Grade erregen können, so lag es nahe, die magnetische Erdkraft auf Ströme des glühend-flüssigen Erdinnern zurückzuführen. In der That müssten sich in einer gluthflüssigen, in der Abkühlung begriffenen Kugel der-

[1]) Gauss und Weber, Atlas des Erdmagnetismus. Leipzig 1840. S. 3.

artige Ströme bilden [1]). Indess ist die Gluthflüssigkeit des Erdinnern noch keineswegs erhärtet (vgl. Bd. I, S. 283 ff.), und demnach ist auch diese Anschauung nur als eine Hypothese zu betrachten. Der Erdmagnetismus ist somit zur Zeit noch eine der geheimnissvollsten Aeusserungen des Naturlebens. Nur eines darf mit grösserer Wahrscheinlichkeit angenommen werden: dass nämlich der eigentliche Sitz der erdmagnetischen Kraft im wesentlichen weder in der Atmosphäre, noch an der Erdoberfläche, sondern in den Tiefen unseres Planeten zu suchen ist [2]).

Der magnetische Zustand der Erde ist kein steter; vielmehr ist er in fortwährendem Schwanken begriffen, und zwar vollzieht sich dasselbe so rasch, dass sich schon innerhalb eines Menschenalters deutliche Spuren hiervon zeigen. Hierin bildet der Erdmagnetismus einen scharfen Gegensatz zu zahlreichen anderen Vorgängen auf dem Erdkörper. Die Configuration der Erdtheile, die Temperaturen des Erdinnern, die Gezeiten und Meeresströmungen, das allgemeine System der Winde, die Flora und Fauna der Länder wechseln in einer für den einzelnen Beobachter kaum erkennbaren Weise; Jahrhunderte, ja Jahrtausende bleiben sie annähernd constant. Aber die magnetischen Verhältnisse unserer Erde sind unaufhörlich flüchtigen Wandelungen unterworfen. Wenige Jahre genügen, die Elemente des Erdmagnetismus zu verschieben, und der Zeitraum von einem halben oder ganzen Jahrhundert, zu verwischen und umzugestalten das ganze System jener Linien, welche man zur Darstellung des terrestrischen Magnetismus in unsere Karten eingetragen hat. Wie gross diese *seculären Variationen* sind, soll in dem Folgenden durch einige Beispiele erläutert werden.

Am frühesten wurde die seculäre Variation der *Declination* erkannt. *Burrows* hatte im Jahre 1580 in London eine östliche Missweisung von 11° 17′ gefunden; *Gunter*, Professor am Gresham-College, beobachtete an dem nämlichen Orte und mit demselben Instrumente am 13. Juni 1622 nur eine östliche Abweichung von 6° 13′. Nach *Gellibrand's* Ermittelungen verminderte sich in London in den Jahren 1633 und 1634 die östliche Abweichung bis auf 4° 10′ und 4° [3]) und war im Jahre 1657 = 0°. Nun trat eine west-

[1]) Vgl. hierzu F. *Zöllner*: „Ueber den Ursprung des Erdmagnetismus und die magnetischen Beziehungen der Weltkörper“ in den Berichten der Kgl. Sächs. Gesellschaft d. W. mathem.-phys. Classe. Sitzung am 20. October 1871, S. 479—575.

[2]) *Lamont*, Astronomie und Erdmagnetismus. Stuttgart 1851. p. 260 ff.

[3]) O. *Peschel*, Geschichte der Erdkunde. 2. Aufl. (herausgeg. von S. *Ruge*). München 1877. S. 432, Nota 3.

liche Declination ein; dieselbe wuchs durch mehr als $1^1/_2$ Jahrhunderte und erreichte im Jahre 1818 einen Maximalwerth von 25° 30′ [1]). Seitdem verringert sie sich beständig; im Jahre 1872 war sie auf weniger als 20 und im Jahre 1878 auf $18^1/_2$° westlich zurückgegangen [2]). Wir dürfen erwarten, dass sie consequent in diesem Sinne weiterrückt bis zu einem östlichen Maximum.

Die nachstehende Tabelle enthält 12 Declinationswerthe für Paris in dem Zeitraum von 1580 bis 1852 [3]):

Jahr.	Declination.	Jahr.	Declination.
1580	11° 30′ östl.	1814	22° 34′ westl.
1618	8° „	1819	22° 29′ „
1663	0° „	1822	22° 11′ „
1770	8° 10′ westl.	1832	22° 3′ „
1780	19° 55′ „	1842	21° 25′ „
1805	22° 5′ „	1852	20° 20′ „

Paris hatte also im 16. und in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts (bis 1663) eine östliche Declination, von da an eine westliche, welche im Jahre 1814 ihr Maximum erlangte, worauf sie stetig an Grösse verlor. Aus der Zu- und Abnahme lässt sich kein Gesetz ableiten; denn sie betrug für je ein Jahr

zwischen	1580	und	1618	5,5′	zwischen	1814	und 1819 1,0′
„	1618	„	1663	10,7′	„	1819	„ 1822 6,0′
„	1663	„	1770	4,6′	„	1822	„ 1832 0,8′
„	1770	„	1780	1° 10,5′	„	1832	„ 1842 3,8′
„	1780	„	1805	5,2′	„	1842	„ 1852 6,5′.
„	1805	„	1814	3,2′			

Das Tempo und die Richtung der seculären Schwankungen ist jedoch nicht allein in den verschiedenen Jahrzehnten ein sehr ungleichmässiges, sondern es ist auch an verschiedenen Orten ein ganz ungleichartiges. Dies beweist schon ein Vergleich der oben für London und Paris angeführten Werthe; aber noch deutlicher tritt dies hervor, wenn wir weit von einander entfernte Orte in Parallele bringen. Während

[1]) Edinburgh Review, October 1872. Vol. CXXXVI, Nr. 278, p. 424.

[2]) F. J. Evans in den Proceedings of the R. Geogr. Society. Vol. XXII (1878), p. 204.

[3]) Joh. Müller, Lehrbuch der kosmischen Physik. 4. Aufl. Braunschweig 1875. S. 810.

in Europa, Westasien und Nordafrika die westliche Declination schon im 2. Jahrzehnt unseres Jahrhunderts ihr Maximum erreichte, wächst sie auf dem Meeresraume zwischen der südamerikanischen Ostküste einerseits, Ascension und St. Helena andrerseits seit drei Jahrhunderten noch fortdauernd um 7′ bis 8′ im Jahre; hingegen ist am Cap der Guten Hoffnung die westliche Declination schon im Jahre 1843 zum Stillstand gekommen. An der Westküste Südamerika's ist der Wechsel der Declination sehr gering; ebenso bleiben in Nordamerika, Australien und China die declinatorischen Verhältnisse ziemlich constant. Bei so ungleichförmiger Veränderung der Declination muss natürlich im Laufe der Zeit eine ansehnliche Verschiebung der Curven stattfinden. Mit den Curven aber wandern auch die Pole. Der nördliche Magnetpol schreitet, annähernd in derselben Breite verharrend, unablässig gegen Osten vor und vollendet nach Quetelet's Berechnung etwa in einem Zeitraum von 560 Jahren eine volle Revolution um den astronomischen Pol, eine Umdrehung, welche mit der Bewegung der Himmelspole um die Pole der Ekliptik eine gewisse Aehnlichkeit besitzt [1]). Andere Physiker schreiben jener Periode eine viel grössere Länge zu. Hansteen hat (in seinem Atlas zu den „Untersuchungen über den Magnetismus der Erde", Christiania 1819, Taf. I) nach guten Beobachtungen eine Declinationskarte für das Jahr 1600 entworfen, welche der für die Gegenwart bearbeiteten durchaus unähnlich ist. Damals herrschte, von der Ostküste Amerika's angefangen, nach Osten bis zum Ostrande Asien's westliche Declination; eine Ausnahme hiervon machte nur eine schmale Zone, welche sich von Brasilien über den Atlantischen Ocean, Westafrika und Westeuropa bis Skandinavien erstreckte.

Die seculäre Variation der Inclination ist viel schwächer als die declinatorische, aber immerhin beträchtlich, wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht:

Inclination für Paris.

Jahr.	Inclination.	Jahr.	Inclination.
1671	75°	1820	68° 20′
1780	71° 48′	1825	68° 0′
1798	69° 51′	1826	67° 56′
1806	69° 12′	1831	67° 40′
1810	68° 50′	1835	67° 24′
1814	68° 36′	1850	66° 42′

[1]) Nature, Vol. VI, Nr. 166. 2. January 1873, p. 173.

Paris zeigt also seit dem Ende des 17. Jahrhunderts eine stete Verminderung des Inclinationswerthes. Doch ist dieselbe ebenfalls keine gleichmässige; denn sie betrug für ein Jahr

von	1671	bis	1780	1,8′	von	1814 bis 1820	2,7′
„	1780	„	1798	6,5′	„	1820 „ 1826	4,0′
„	1798	„	1806	4,9′	„	1826 „ 1831	3,2′
„	1806	„	1810	5,5′	„	1831 „ 1835	4,0′
„	1810	„	1814	3,5′	„	1835 „ 1850	2,8′.

London hatte im Jahre 1576 eine Inclination von 71° 50′; sie wuchs bis 1723 auf 74° 42′; seitdem verringerte sie sich jährlich um 2 oder 3 Minuten, und jetzt (1878) ist die Inclination gleich $67^3/_4{}^0$ [1]).

Wie die Declination, so verändert sich auch die Inclination in verschiedenen Erdräumen nicht in gleichem Masse und gleichem Sinne. Während sich z. B. das Nordende der Inclinationsnadel zur Zeit in Europa jährlich um 2 bis 4′ hebt, senkt sich ihr Südende vom Cap der Guten Hoffnung bis Ascension jährlich um 5 bis 10′. Innerhalb enger Grenzen findet sich oft eine bemerkenswerthe Ungleichheit der secularen Variation. In Valparaiso wird die Inclination von Jahr zu Jahr um 7′ kleiner; doch scheint diese Bewegung an der Westseite Südamerika's unter dem 10. Grad s. Br. ganz aufzuhören. In Nordamerika wie in Australien bewahrt der Inclinationswerth nahezu dieselbe Grösse; hingegen erhöht er sich in China jährlich um 3 bis 4′.

Dass sich unter den Schwankungen der horizontal und vertical wirkenden magnetischen Kraft auch die magnetische Intensität nicht gleichbleibt, darf von vorn herein erwartet werden. So hat man seit einem halben Jahrhundert in England eine Zunahme von 0,02 bis 0,03, in Italien eine Abnahme von 0,2 der totalen magnetischen Intensität beobachtet, ferner eine kleine Zunahme in Washington, eine kleine Abnahme auf West-Key im Golf von Mexico. In Valparaiso und Montevideo hat sich während der letzten 50 Jahre nach den Berichten der „Challenger"-Expedition die totale Intensität um $^1/_6$, resp. $^1/_7$, bei den Falklandsinseln um $^1/_9$ und ebensoviel in Bahia, sowie auf Ascension vermindert, am Cap der Guten Hoffnung hingegen um einen geringen Betrag vermehrt [2]).

Ueber die Ursache der secularen Variationen des Erdmagnetismus breitet sich noch immer ein tiefes Dunkel aus. Einer der ersten, der diesen Schleier zu lüften versuchte, war der geistreiche Halley. Indem er die an zahlreichen Orten der Erde gefundenen magnetischen Werthe

[1]) F. J. Evans, l. c. p. 204.
[2]) F. J. Evans, l. c. p. 215.

auf Karten in Polarprojection zusammenstellte, glaubte er, zwei Pole auf jeder Hemisphäre zu erkennen. Um nun die Existenz der „vier Pole“ und zugleich den seculären Wechsel der magnetischen Kräfte zu erklären, nahm er an, dass die starre Erdkruste einen kugelförmigen Körper umschliesse, dessen Rotation nicht in gleichem Sinne erfolge wie diejenige der äusseren Schale. Jeder der beiden Theile habe seine eigene magnetische Axe. Beide träfen sich zwar im Erdmittelpunkte; aber sie seien sowohl gegen einander wie gegen die Rotationsaxe der Erde geneigt.

Ein Jahrhundert später (1811 bis 1819) adoptirte Hansteen nicht allein die Anschauungen Halley's, sondern ging sogar auf dem von Halley betretenen Pfad noch einen Schritt weiter, indem er die geographische Lage, sowie die wahrscheinliche Revolutionsperiode jenes dualistischen Polsystems berechnete [1]). Sir Edward Sabine entschied sich zwar ebenfalls für zwei magnetische Systeme, schrieb jedoch dem einen terrestrischen, dem andern kosmischen Ursprung zu. Nach Sabine ist das erstere mit dem Punkte grösster magnetischer Intensität in Nordamerika das stärkere, das andere aber, welchem das sibirische Gebiet mit seinem Intensitätsmaximum angehört, das schwächere. Von dem letzteren vermuthete Sabine, dass es in beständigem Fortschritt begriffen sei und das Phänomen der seculären Variation hervorrufe [2]).

Gegen diese Hypothesen ist vor allem einzuwenden, dass es zwar vier Gebiete grösster Intensität auf der Erdoberfläche giebt, aber nur zwei Pole (vgl. S. 464 f.); die Forderung eines Doppelsystems magnetischer Kräfte hat daher keine Berechtigung. Ebenso gewagt erscheint es uns, kosmische Ursachen für die seculären Schwankungen verantwortlich zu machen. In solchem Falle dürften wir erwarten, dass eine gewisse Harmonie in den Bewegungen der Declinations- und Inclinationsnadeln herrscht; doch lehrt die Erfahrung, wie oben nachgewiesen wurde, gerade das Gegentheil.

Wahrscheinlich vollziehen sich in den Tiefen unseres Planeten Wandelungen, welche gegenwärtig noch ausserhalb unserer Erkenntniss liegen, und auf diese, nicht auf äussere kosmische Ursachen dürften wohl die seculären Variationen des Erdmagnetismus zurückzuführen sein. Es wird jedenfalls noch langer Zeiträume und fleissiger Beobachtung bedürfen, ehe das Gesetz, das über allem Wechsel beharrt,

[1]) Hansteen, Untersuchungen über den Magnetismus der Erde. Christiania 1819.

[2]) Vgl. hierzu Sir Edward Sabine's Abhandlungen in den Philosophical Transactions of the R. Society of London. Vol. CLIV (1864), p. 227—245. Vol. CLVIII (1868), p. 371—416. Vol. CLXII (1872), p. 353—433.

und der wahre Motor jener magnetischen Convulsionen mit Sicherheit ermittelt wird [1]).

Bei den seculären Variationen verändert die Magnetnadel ihre Stellung nicht gleichförmig und beständig in demselben Sinne wie der Zeiger einer Uhr. Vielmehr ist sie fortwährenden Oscillationen unterworfen, in welchen namentlich eine tägliche Periode deutlich hervortritt. Es giebt demnach auch tägliche Variationen neben den seculären.

Auf der nördlichen magnetischen Halbkugel ist der Verlauf derselben etwa folgender. Bei Tage richtet sich die Declinationsnadel, wie bereits Graham in London im Jahre 1722 entdeckt hatte, gegen 8 Uhr Morgens am meisten nach Osten. In der ersten Periode ihres täglichen Ganges schreitet sie mit der Sonne bis 2 Uhr Nachmittags nach Westen, geht in der zweiten Periode bis etwa 12 oder 2 Uhr Nachts nach Osten zurück, wobei sie oft gegen 6 Uhr Abends einen kleinen Stillstand macht. In einer dritten Periode bis 2 oder 4 Uhr Morgens bewegt sie sich, was Alexander v. Humboldt im Jahre 1805 in Rom zuerst beobachtete, wieder ein wenig nach Westen, um hierauf nach einer vierten Periode gegen 8 Uhr Morgens das östliche Maximum zu erreichen [2]).

Die Grösse der täglichen Oscillation (Schwingungsamplitude) ist nicht zu allen Jahreszeiten dieselbe. Im allgemeinen ist sie auf der nördlichen Halbkugel im Sommer grösser als im Winter; doch wächst sie keineswegs symmetrisch mit dem Tagesbogen der Sonne. Für Göttingen beträgt sie im

Januar . .	6,7′	Juli . . .	12,1′
Februar . .	7,4′	August . .	13,0′
März . . .	11,0′	September .	11,8′
April . . .	13,9′	October . .	10,3′
Mai . . .	13,5′	November .	6,9′
Juni . . .	12,5′	December .	5,0′.

In ähnlicher Weise oscillirt die Magnetnadel an allen Orten nördlich vom magnetischen Aequator; doch wird die Amplitude kleiner, je mehr man sich diesem nähert, um südlich von demselben wieder an Grösse zu gewinnen. Dabei rückt auf der südlichen Hemisphäre das Südende der Nadel zu denselben Tageszeiten nach Westen, in welchen auf der nördlichen Hemisphäre das Nordende der Nadel nach Westen fortschreitet. Somit hat die Nadel auf der südlichen magnetischen Halbkugel den umgekehrten Gang wie auf der nördlichen.

[1]) Vgl. hierzu F. J. Evans, l. c. p. 211 sq.
[2]) A. v. Humboldt, Kosmos. Bd. IV, S. 116 ff.

Früher glaubte man, dass es eine Linie gebe, auf der die Kräfte, welche die entgegengesetzten Bewegungen der Nadel auf den beiden Hemisphären veranlassen, sich neutralisiren, auf der also die täglichen Variationen völlig verschwinden. Es fragte sich nur, ob diese Linie der astronomische oder magnetische Aequator oder die Linie der geringsten magnetischen Intensität sei. Zu diesem Zwecke wurden auf St. Helena, im Caplande und auf Singapore magnetische Stationen gegründet, und nach fünfjährigen Beobachtungen konnte Sir Edward Sabine im Jahre 1847 das unerwartete Resultat verkündigen, dass gar keine Linie ohne tägliche Variation existire, dass vielmehr in der Uebergangszone die täglichen Schwankungen der Declinationsnadel an den Erscheinungen (dem Typus) beider Halbkugeln abwechselnd theilnehmen. So hatte man gefunden, dass auf St. Helena (also sehr nahe der Linie der schwächsten Intensität, aber weit entfernt von dem geographischen Aequator und von der Linie ohne Inclination) in der Zeit vom April bis zum September die Bewegung der Nadel eine ähnliche ist wie auf der nördlichen Halbkugel, während sie vom October bis März den Charakter der Oscillationen auf der südlichen Halbkugel an sich trägt. Der Wechsel der Richtung erfolgt kurz nach dem Zeitpunkte, in welchem die Sonne den Aequator passirt. Zu dieser Zeit erweist sich der Gang der Nadel unsicher und zeigt an mehreren Tagen Uebergangsperioden von einem Typus zum andern, von dem der nördlichen zu dem der südlichen Halbkugel oder umgekehrt[1]). Die Aufzeichnungen im Caplande und auf Singapore stimmten im wesentlichen mit den auf St. Helena gemachten überein.

Spätere Untersuchungen haben gelehrt, dass sich auf allen Stationen der Erde eine ähnliche halbjährige Variation vollzieht, dass nämlich auf der nördlichen Halbkugel vom April bis September die östliche Bewegung am Morgen und die westliche gegen Mittag an Grösse gewinnt, vom October bis März hingegen abnimmt, während auf der südlichen Hemisphäre vom April bis September das Nordende der Magnetnadel am Morgen nicht so weit gegen Westen und in den Mittagsstunden nicht so weit gegen Osten vorrückt als in dem Halbjahre vom October bis März. Aus der Thatsache, dass unter niederen Breiten die tägliche Variation stets beim Uebergang der Sonne aus der einen Hemisphäre in die andere ihre Richtung verändert, geht hervor, dass dieser Wechsel der Richtung von der Stellung der Sonne zum Aequator

[1]) Sir Edward Sabine, Observations made at the magnet. and meteorol. Observatory at St. Helena in 1840—1845. Vol. I, p. 30 und Philosophical Transactions of the R. Society of London. Vol. CXXXVII (1847), p. 51—57, sowie Plate III u. IV.

abhängt, jedoch nicht von dem Zenithstande der Sonne an der betreffenden Beobachtungsstation.

Sir Edward Sabine hat uns auch Aufschluss darüber gegeben, warum in unseren Breiten kein ähnlicher halbjähriger Wechsel in dem Gang der Declinationsnadel stattfindet wie am Aequator. Wir können die tägliche Variation als die Resultante zweier Variationen betrachten: die eine ist die mittlere Variation eines Sonnentages (the mean solar-diurnal variation) und die andere die halbjährige Ungleichheit (the semi-annual inequality). Die wirkliche tägliche Variation, wie sie durch unsere Instrumente zum Ausdruck gelangt, ist als eine Verschmelzung beider anzusehen. In den mittleren nördlichen Breiten beträgt die durchschnittliche tägliche Variation 9 bis 10′, die halbjährige Ungleichheit nur 3 bis 4′. Hier ist daher die erstere entscheidend für den Typus der Variation, während sich die Wirkung der letzteren darauf beschränkt, den Werth der Variation in der einen Hälfte des Jahres zu erhöhen, in der andern aber ihn zu vermindern. Je mehr wir uns von den Polen her den Wendekreisen nähern, um so geringer wird die Grösse der mittleren täglichen Variation, während die halbjährige Ungleichheit in Richtung und Betrag constant bleibt. Unter den Tropen erhält die letztere das Uebergewicht; daher begegnen wir hier jenem halbjährigen Wechsel [1]).

Auch die Inclination und totale Intensität sind täglichen Variationen unterworfen. Die erstere ist auf der nördlichen Halbkugel um 8 bis 10 Uhr Morgens am grössten und um 6 bis 10 Uhr Abends am kleinsten, wobei freilich grössere Abirrungen von dem normalen Verlauf nicht selten vorkommen. Die letztere hingegen zeigt gerade den entgegengesetzten Gang: sie erreicht ihr Maximum meist Abends gegen 10 Uhr, ihr Minimum aber Morgens 10 Uhr. Wie für die Declination, so ist auch für die Inclination und Intensität eine jährliche Variation erwiesen, welche ebenfalls vom Sonnenstande abhängig ist, da ihre Maxima und Minima nahezu mit den Solstitien zusammenfallen, und zwar sind die Variationen der Inclination und totalen Intensität gleichzeitig auf beiden Halbkugeln am grössten, nämlich zu der Zeit, in welcher die Erde der Sonne am nächsten steht (also während unseres Winters). Diese Gleichzeitigkeit der Erscheinungen auf beiden Halbkugeln schliesst die Annahme völlig aus, dass jene Variationen den jährlichen Temperaturwandelungen zuzuschreiben sind, obwohl die manigfachen gemeinsamen Züge, welche die isodynamischen Curven und die Isothermen erkennen lassen, darauf hindeuten könnten, dass eine thermisch-magnetische Wechselwirkung besteht.

[1]) Sir Edward Sabine: Contributions to Terrestrial Magnetism in the Edinburgh Review, October 1872. Vol. CXXXVI, Nr. 278, p. 415 sq.

Sir Edward Sabine hat ferner die Frage zu beantworten versucht, ob die gesammte magnetische Kraft der Erde grösser ist, wenn die Sonne in den südlichen oder wenn sie in den nördlichen Zeichen steht. Durch die Vergleichung der Inclinationsvariationen mit denen der horizontalen Intensität fand er, dass in Kew (bei London) und Toronto (Canada) die magnetische Erdkraft in den Wintermonaten stärker ist als in den Sommermonaten; ebenso zeigte sich auf der südlichen Halbkugel in Hobarton vom October bis Februar (also im südhemisphärischen Sommer) der mittlere Jahreswerth grösser als in der anderen Jahreshälfte [1]). Demnach ist auch die Verstärkung des tellurischen Magnetismus während der südlichen Declination der Sonne nicht auf Unterschiede der Temperatur, sondern wahrscheinlich auf den geringeren Abstand des magnetischen Sonnenkörpers von der Erde zurückzuführen. Im übrigen ist die in den täglichen und jährlichen Variationen sich äussernde magnetische Fernewirkung der Sonne ebenso sehr ein Geheimniss wie der Erdmagnetismus selbst.

Wie die Sonne, so übt auch der Mond Einflüsse auf den Gang der Magnetnadel aus; denn die magnetische Abweichung erleidet eine kleine und sehr regelmässige Schwankung, deren Grösse von dem Mondstundenwinkel abhängt und deren Periode daher ein Mondtag ist. Der auffallendste Zug in der durch den Mond hervorgerufenen Variation ist die zweimalige Ab- und Zunahme der drei magnetischen Elemente innerhalb eines Tages, und zwar treten die Maxima ein bei der Declination 6 und 18 Stunden, bei der Inclination 3 und 14 Stunden und bei der Intensität 3 und 16 Stunden nach der oberen Culmination; die Grösse der Perioden (Differenz zwischen Maximum und Minimum) beträgt bei der Declination 0,64′, bei der Inclination 0,07′, bei der Totalintensität 0,000012′ [2]). Diese Bewegungen lassen sich am einfachsten durch die Hypothese erklären, dass durch die Erde im Monde Magnetismus inducirt wird.

Die regelmässigen täglichen Schwankungen, welchen die Magnetnadel unterworfen ist, erleiden oft starke Störungen, bei denen der magnetische Meridian gewissermassen nach Ost oder West hin seine Mittellage verlässt. Häufig erlangen diese Perturbationen ausserordentlich grosse anguläre Werthe; dabei treten sie ganz unerwartet auf und offenbaren sich oftmals über Meer und Land auf Hunderten und Tau-

[1]) Philosophical Transactions of the R. Society of London. Vol. CXL (1850), p. 215—217. Magnetical Observations at Hobarton. London 1852. Vol. II, p. XLVI.

[2]) Sir Edward Sabine in den Philosophical Transactions of the R. Soc. of London. Vol. CXLVII (1857), p. 1—8. Vgl. hierzu Proceedings of the R. Society. Vol. XI (1861), p. 73—80.

senden von Meilen im strengsten Sinne des Wortes gleichzeitig oder pflanzen sich ausserordentlich schnell nach allen Richtungen über die Erdoberfläche fort. Für solche urplötzlich eintretende, nicht an gewisse Zeiträume gebundene Zuckungen der Magnetnadeln, vorzüglich der horizontalen, hat A. v. Humboldt den Namen magnetische Stürme oder Gewitter geschaffen. Doch soll hiermit keinerlei zeitliche und ursächliche Verknüpfung mit Stürmen und Gewittern angedeutet werden; im Gegentheil üben dieselben meist keine wahrnehmbare Wirkung auf die Magnetnadel aus.

Das tiefere Eindringen in diese Erscheinungen verdanken wir insbesondere der Anregung zweier Männer: A. v. Humboldt's und Sir Edward Sabine's. Seit dem Jahre 1828, in welchem die erste magnetische Hütte in Berlin errichtet wurde, entstanden in rascher Folge in Deutschland, Russland (incl. Sibirien), England und seinen Colonien (St. Helena, Capstadt, Hobarton in Tasmanien, Toronto in Canada), sogar in China zahlreiche magnetische Beobachtungsstationen. Von dem Jahre 1834 an wurden an verschiedenen Orten Deutschland's und der Nachbarländer gleichartig construirte Apparate aufgestellt, an denen gleichzeitig an gewissen vorausbestimmten Tagen 24 Stunden lang der Gang der Declinationsinstrumente von 5 zu 5 Minuten abgelesen wurde. Hierbei machte man, so am 26. und 27. Februar, desgleichen am 28. und 29. Mai 1841, die überraschende Entdeckung, dass an diesen Tagen die Declinationsnadeln in Upsala, Göttingen und Mailand ganz gleichmässig vor- und rückwärts schritten, d. h. an diesen drei Orten zeigten die Declinationsnadeln in ihrer Bewegung einen auffallenden Parallelismus, obwohl die nichtperiodischen Schwankungen in den einzelnen Stunden bald bedeutend, bald gering waren. Nur wurden die Störungen der Declination im allgemeinen gegen Norden hin grösser. So ging z. B. am 26. Februar 1841 Morgens zwischen 3 und 4 Uhr die Declinationsnadel zu Upsala ungefähr 12′, zu Göttingen nahezu 8′, zu Mailand etwas über 5′ nach Westen. Immerhin war die Harmonie im Verlauf der nichtperiodischen Veränderungen eine so ausgesprochene, dass man fortan dazu berechtigt war, die letzteren nicht als locale, sondern als allgemein terrestrische Erscheinungen zu betrachten.

Am 27. und 28. August 1841 stellte man Terminbeobachtungen zu Upsala, Göttingen, Mailand und Capstadt an, und wiederum erkannte man, dass der Gang der magnetischen Störungen an allen vier Orten ein nahezu gleichmässiger war; nur standen, wie man erwarten durfte, die Schwankungen an dem letztgenannten Orte, also auf der südlichen Halbkugel in fast vollkommenem Gegensatze zu denen in Upsala, Göttingen und Mailand, d. h. sie waren östlich statt

westlich oder umgekehrt. Hieraus folgt, dass die magnetischen Kräfte gleichmässig wirken auf dem ganzen Raume zwischen den beiden magnetischen Polen.

Aber auch für solche Orte, welche nicht unter demselben Meridian, sondern in gleicher geographischer Breite liegen, besteht ein Zusammenhang in den Störungen; nur äussert er sich in etwas anderer Weise. Von demjenigen Punkte an, wo die Perturbation ein Maximum erreicht, bleibt dieselbe eine gleichartige bis 90 ° östlich und 90 ° westlich, wird jedoch bis dahin immer geringer und verschwindet hier wohl ganz, um auf der anderen Hälfte des Parallels in eine Störung im entgegengesetzten Sinne überzugehen. Das Maximum derselben ist 180 ° von demjenigen Punkte entfernt, wo die gegentheilige Schwankung am stärksten war. Dies zeigte sich deutlich bei den Terminbeobachtungen zu Toronto (am Ontario-See), Göttingen und Nertschinsk am 27. und 28. August 1841. Der Längenunterschied zwischen Toronto und Nertschinsk beträgt ungefähr 180 °, während sich Göttingen nahezu in der Mitte beider befindet. Es ergab sich nun, dass, während in Göttingen zwischen dem 27. August 10 Uhr Abends und dem 28. August 2 Uhr Morgens bedeutende Schwankungen zu verzeichnen waren, die Declinationsnadel zu Toronto und Nertschinsk sich auffallend ruhig verhielt; umgekehrt wich sie am folgenden Tage zwischen 10 und 12 Uhr zu Göttingen wenig von dem normalen Gange ab, erlitt hingegen zu Toronto und Nertschinsk ansehnliche, aber einander widersprechende Störungen.

Im hohen Norden suchen wir freilich vergebens nach jener Symmetrie der Erscheinungen, wie sie in den angeführten Beispielen erkannt wurde. Vielmehr sind hier die Anomalien meist ganz eigenartig, dabei ausserordentlich gross und manigfach wechselnd.

Ueber die Ursachen der magnetischen Störungen waren die Ansichten von jeher getheilt. Die Vermuthung, dass Gewitter den Gang der Magnetnadel wesentlich beeinflussten, hat sich nicht bestätigt. Bei Erdbeben und vulcanischen Ausbrüchen wurde zwar wiederholt ein starkes Schwanken der Declinationsnadel bemerkt; doch dürfte dasselbe wohl mehr als eine Wirkung mechanischer, als magnetischer Kräfte zu betrachten sein. Unzweifelhaft aber steht der tellurische Magnetismus in innigem Zusammenhang mit dem Erd- oder Polarlichte.

Schon Halley deutete eine solche Verknüpfung beider an; doch wurde erst durch eine glänzende Entdeckung Faraday's (die Lichtentwicklung durch magnetische Kräfte) diese Annahme empirisch begründet. Bereits am Morgen vor dem nächtlichen Lichtphänomen äussert sich die Störung des Gleichgewichts in der Vertheilung des

Erdmagnetismus durch den unregelmässigen stündlichen Gang der Magnetnadel. Diese Störung wächst, bis endlich durch eine mit herrlichen Lichteffecten verbundene Entladung das Gleichgewicht wieder hergestellt wird. Das Nordlicht selbst ist dann „nicht als eine äussere Ursache dieser Störungen anzusehen, sondern als eine bis zum leuchtenden Phänomen gesteigerte tellurische Thätigkeit, deren eine Seite jenes Leuchten ist, die andere die Schwingungen der Nadel“ [1]). Alexander v. Humboldt [2]) erkennt darum in der Erscheinung des farbigen Polarlichtes den „Act der Entladung, das Ende eines magnetischen Ungewitters, wie in dem elektrischen Ungewitter ebenfalls eine Lichtentwicklung, der Blitz, die Wiederherstellung des gestörten Gleichgewichts in der Vertheilung der Elektricität bezeichnet“.

Das Nordlicht bildet sich immer zunächst am Horizont und zwar ungefähr in derjenigen Gegend, in welcher dieser von dem magnetischen Meridian durchschnitten wird. Zunächst steigt es als eine dicke Nebelwand, durch welche kaum die Sterne sichtbar sind, 8 bis 10° über den Horizont empor, wobei die Farbe des dunklen Segments in's Braune oder Violette übergeht; nach und nach wird dasselbe von einem hell glänzenden Lichtbogen erst weiss, dann gelb umsäumt. Nur im hohen Norden ist das rauchähnliche Kugelsegment weniger dunkel. Der Lichtbogen ist in beständigem Aufwallen begriffen; endlich schiessen Strahlen und Strahlenbündel aus ihm hervor und dringen bisweilen bis zum Zenith empor. Je nach der Stärke der Entladungen spielen die Farben durch alle Nüancen vom Violetten und bläulich Weissen bis in's Grüne und Purpurrothe. Der ganze Himmel wird zu einem herrlichen Flammenmeer. Endlich schaaren sich die Strahlen an demjenigen Punkte des Himmelsgewölbes zusammen, wohin die Neigungsnadel zeigt, und so entsteht die sogenannte Krone des Nordlichts. Ihr Glanz ist mild, das von ihr ausströmende Licht ohne Wallung. Nur selten entwickelt sich eine volle Krone; in jedem Falle bezeichnet sie das Ende des herrlichen Schauspiels, indem schon kurze Zeit nach ihrem Erscheinen sowohl die allmähliche Auflösung ihrer selbst, sowie der Lichtbögen beginnt. In unseren Breiten tritt das Nordlicht fast niemals in solcher Schönheit auf; vielfach ist eine mattrothe Wolke oder eine intensiv rothe Beleuchtung des nördlichen Himmels alles, was wir von ihm wahrnehmen.

Die wahre Höhe des Nordlichtes muss bisweilen eine sehr beträchtliche sein, da es sonst nicht, wie das Nordlicht vom 7. Januar 1831,

[1]) Dove in Poggendorff's Annalen, Bd. XIX (1830), S. 388; Bd. XX (1830), S. 341.

[2]) Kosmos. Bd. I, S. 198.

zugleich am Erie-See und in Europa gesehen werden könnte[1]). Setzt man voraus, dass ein und dasselbe Lichtphänomen beobachtet wird, so muss man wegen der Krümmung der Erde den Sitz desselben mindestens in einer Höhe von 30 geogr. Meilen über dem Erdboden suchen. Nach J. H. L. Flögel[2]) beträgt die Höhe der Basis der Strahlen durchgängig 20 bis 35 geogr. Meilen, manchmal vielleicht auch nur 14 geogr. Meilen; die grösste Höhe dürfte 40 geogr. Meilen nicht überschreiten. Die Spitzen der Strahlen erreichen vielfach eine Höhe von 70 geogr. Meilen, wahrscheinlich öfter von 100 geogr. Meilen; doch sind niemals Höhen von 200 geogr. Meilen nachgewiesen worden. Hieraus geht hervor, dass sich die Nordlichter meist fast ganz ausserhalb unserer Atmosphäre befinden; für gewöhnlich ist nur der unterste Theil in die äussersten Luftschichten der Erde eingetaucht, und nur sehr selten ragt er bis in die Region der Wolken hinab.

In solcher Höhe ist die Dichte der Luft so gering, dass unsere gewöhnlichen Luftpumpen nicht genügen, eine ähnliche Verdünnung zu erzeugen. Doch vermag man dieselbe mit Hilfe der Quecksilberluftpumpe annähernd herzustellen in Glasröhren, den sogenannten Geissler'schen Röhren. Lässt man in diesen eine Spur eines Gases zurück und sendet einen elektrischen Strom hindurch, so beginnt das Gas zu glühen und in einer für jedes Gas charakteristischen Farbe zu leuchten. Durch Betrachtung mit dem Spectralapparat wird diese Farbe in eine grössere oder geringere Anzahl von Linien zerlegt, aus deren Lage sich die Qualität des betreffenden Gases ergiebt.

Nun lag der Gedanke nahe, dass auch das Nordlicht von einer in den höheren Regionen der Atmosphäre sich vollziehenden elektrischen Ausströmung herrühre. Man hat es deshalb spectroskopisch untersucht, ohne jedoch bisher sichere Resultate zu gewinnen. Zöllner[3]) beobachtete mittelst eines Browning'schen Miniaturspectroskopes das Spectrum des prachtvollen Nordlichtes vom 25. October 1870 und fand im grünen Theile des Spectrums (zwischen D und E) eine helle Linie, die sogenannte Ångström'sche Linie. Ferner trat eine rothe Linie an denjenigen Stellen des Himmels intensiv auf, die sich auch dem unbewaffneten Auge als stark geröthete darboten. Endlich wurden noch im blauen Theile des Spectrums zuweilen schwache, bandartige Streifen bemerkt. Zöllner hat dargethan, dass das Nordlichtspectrum

[1]) Das Nordlicht vom 4. Februar 1872 wurde, was äusserst selten vorkommt, sogar in Cairo beobachtet.

[2]) Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. Bd. VI (1871), S. 353 ff. 385 ff.

[3]) Berichte der Kgl. Sächs. Gesellschaft d. W. math.-phys. Classe. Sitzung am 31. October 1870, S. 254—260.

in seinen Hauptlinien mit keinem Spectrum von einem bekannten irdischen Stoffe identisch ist, und gelangte schliesslich zu dem Resultate, dass, wenn die Lichtentwicklungen beim Nordlicht elektrischer Natur sind, dieselben so niedrigen Temperaturen angehören müssen, wie sie beim Experimentiren mit Geissler'schen Röhren nicht angewandt werden können. Das Spectrum des Nordlichtes stimme nur deshalb nicht mit einem uns bekannten Spectrum der atmosphärischen Gase überein, weil es ein Spectrum anderer, aber künstlich bis jetzt noch nicht darstellbarer Ordnung ist. Doch ist es H. C. Vogel[1]), der die Nordlichter vom 25. October 1870, vom 12. Februar, 9. und 14. April 1871 auf's sorgfältigste untersuchte, gelungen, die Stickstofflinien mit Sicherheit nachzuweisen, ebenso eine Sauerstofflinie und vielleicht auch mehrere Eisenlinien. So scheint sich also die Anschauung mehr und mehr zu befestigen, dass das Nordlichtspectrum nichts anderes als eine Modification des Luftspectrums ist, welche durch eigenthümliche Druck- und Temperaturverhältnisse, sowie durch das Fehlen der Wasserdämpfe in den höchsten Luftregionen herbeigeführt wird[2]).

Der innige Zusammenhang zwischen Erdmagnetismus und Polarlicht ist im Gebiete der arktischen Inselwelt seit Parry's Zeiten vielfach beobachtet worden; noch deutlicher kommt er in den arktischen Regionen der Alten Welt zur Geltung und ist erst neuerdings (1872 bis 1874) wieder von Weyprecht und Payer im Franz-Josephs-Lande klar erkannt worden.

Indess brauchen wir uns gar nicht nach dem hohen Norden zu begeben, um jene Wechselwirkung zwischen Erdmagnetismus und Polarlicht wahrzunehmen. Die elektromagnetische Natur des Nordlichtes geht z. B. auch daraus hervor, dass es in den telegraphischen Leitungen Strömungen hervorbringt, welche den regelmässigen Dienst unmöglich machen. Das glänzende Nordlicht, welches in der Nacht vom 9. zum 10. November 1871 sichtbar war, rief in dem von Paris direct nach Brest führenden Draht von 10 Uhr Abends bis Mitternacht Ströme hervor, welche den telegraphischen Verkehr völlig hinderten. Nach einer Pause von einer halben Stunde wurden die Ströme immer stärker, und der Magnetismus, den sie erzeugten, war so kräftig, dass der Anker des Hughes'schen Apparates an dem Elektromagneten vollständig fest blieb und dass man sehr grosse Muskelkraft anwenden musste, um diese Anziehung zu überwinden. Das Glockenwerk tönte

[1]) Berichte der Kgl. Sächs. Gesellschaft d. W. mathem.-phys. Classe. Sitzung am 1. Juli 1871, S. 285—299.

[2]) Vgl. hierzu auch A. J. Ångström: Ueber das Spectrum des Nordlichtes in Poggendorff's Annalen, Jubelband (1874), S. 424 ff.

unter betäubendem Geräusch. Auch auf der transatlantischen, also unterseeischen Leitung von Brest nach St. Pierre kamen Störungen vor und ebenso in Nordamerika, wo das Nordlicht gleichfalls gesehen wurde [1]).

Von ähnlichen Wirkungen war das Nordlicht am 14. und 15. October 1872 begleitet. Anhaltende Ströme von verschiedener Dauer durchkreuzten in Frankreich vom 14. October (10 Uhr 30 Minuten Abends) bis 18. October (9 Uhr 30 Minuten Abends) mit kurzen Unterbrechungen die Leitungsdrähte. Seltsamer Weise rief jene Erscheinung in den von Nord nach Süd laufenden Drähten die intensivsten Störungen hervor, während die von Ost nach West führenden Telegraphenlinien weniger davon berührt wurden. Diese Strömungen waren keineswegs localer Natur, sondern zeigten sich gleichzeitig auf allen Linien einer und derselben Gegend. Ihre Richtung war zwar veränderlich; doch war sie gleich bei allen Drähten von derselben Richtung und veränderte sich in diesen auch in dem gleichen Moment.

Nach Arago's Untersuchungen wird die Nadel vom Nordlichte selbst an Orten afficirt, wo dieses gar nicht sichtbar ist. In Mitteleuropa nimmt gewöhnlich die westliche Declination vor dem Auftauchen des Nordlichtes zu und vergrössert sich bisweilen sogar noch nach dem Eintritt des Phänomens. Hierauf kehrt die Nadel nach Osten zurück, überschreitet beträchtlich ihre normale Lage und wendet sich sodann wieder nach Westen. Nach den Beobachtungen von Lottin und Bravais in Bossekop in den Jahren 1838 und 1839 hängt der Grad der Störung, welche die Nadel erleidet, von der Intensität des Nordlichtes ab. Ist dasselbe matt leuchtend und verschwommen, so bemerkt man öfter gar keine Störung; findet jedoch ein helles, buntfarbiges Aufblitzen statt, so betragen die Anomalien der Declinationsnadel bisweilen mehrere Grade. Nicht selten wird durch eine abnorme, über einen ganzen Tag sich erstreckende Westwärtsbewegung der Nadel das Erscheinen eines Nordlichtes vorausverkündigt [2]). Zu derselben Zeit wächst gewöhnlich der Inclinationswerth, während sich die horizontale Intensität vermindert.

Endlich wird der Zusammenhang zwischen Erdmagnetismus und Nordlicht auch dadurch bewiesen, dass der Gipfel des Nordlichtbogens nahezu im magnetischen Meridian liegt und dass der Mittelpunkt der Corona mit demjenigen Punkte des Himmelsgewölbes übereinstimmt, nach welchem die Inclinationsnadel zeigt. Von entscheidender Wichtigkeit ist vor allem die Thatsache, dass die Nordlichtstrahlen über jeder Station ohne grosse Abweichung dieselbe Richtung besitzen wie die

[1]) Zech im Ausland 1872, S. 664.

[2]) Sir Edward Sabine in the Edinburgh Review, October 1872. Vol. CXXXVI, Nr. 278, p. 420 sq.

Inclinationsnadel; eine an die Stelle der Strahlen gebrachte Inclinationsnadel würde also dieselbe Lage annehmen wie die Strahlen, welche das Nordlicht bilden. Die eigenthümlichen Formen des Nordlichtes, welche dem scheinbar widersprechen, sind als eine Wirkung der Perspective zu erklären. Man ist demnach zu dem Schlusse berechtigt, dass die Lichtbogen des Nordlichtes in den Magnetpolen der Erde ihren Ausgangspunkt haben und sich ungefähr den magnetischen Curven entlang um den Erdmagnet ausbreiten [1]).

Wir haben bisher immer nur der Nordlichter gedacht; sie stehen uns ja am nächsten, sind am frühesten beobachtet worden und bisher allein der Gegenstand genauer Untersuchung gewesen. Aber es giebt auch Südlichter. Sie sind bereits von Cook und seinen Begleitern im Februar 1773 gesehen und damals als etwas Neues beschrieben worden.

Höchst eigenthümlich ist es, dass Nord- und Südlichter vielfach gleichzeitig auftreten. So bemerkte Cook am 18., 21. und 25. Februar, sowie am 16. März 1773 Südlichter, während van Swinden berichtete, dass er an denselben Tagen zu Franeker in Friesland Nordlichter wahrgenommen habe. Ferner rötheten im Jahre 1783 gleichzeitig zu Rio de Janeiro und in Europa Polarlichter den Himmel. Auch zu Hobarton (Tasmanien) und Christiania erschienen bisweilen Polarlichter zu gleicher Zeit. Auf Grund noch zahlreicher anderer Beobachtungen kann man sagen, dass die Entwicklung des Polarlichtes in der Nähe des einen der magnetischen Pole von dem gleichzeitigen Auftauchen des Polarlichtes am andern magnetischen Pole des Erdballs begleitet ist. Die Störung des Erdmagnetismus erstreckt sich nach der allgemeinen Natur der Magnete stets auf beide Hemisphären zugleich.

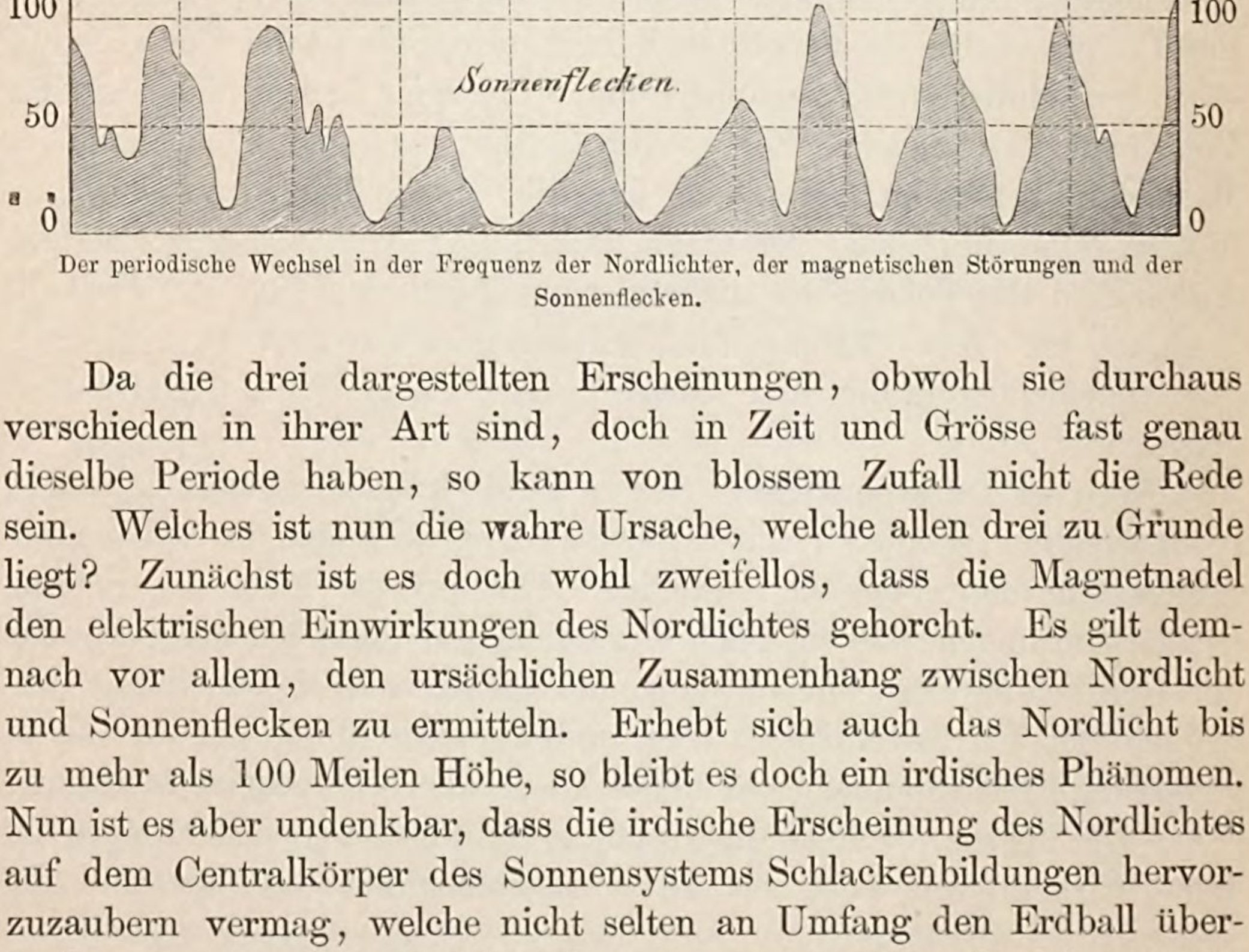
Noch ist auf eine wichtige neuere Entdeckung hinzuweisen, welche recht geeignet ist, die Ursachen gewisser Ungleichheiten in den magnetischen Störungen uns zu enthüllen. Das grösste Mass der magnetischen Störungen fällt nämlich zusammen mit der höchsten Frequenz der Nordlichter, der Sonnenflecken und seltsamer Weise auch mit derjenigen der Cirruswölkchen. Die innige Verknüpfung der drei erstgenannten Erscheinungen geht deutlich aus der beifolgenden Zeichnung (Fig. 87) hervor, welche die Resultate zahlreicher Beobachtungen in dem Zeitraum von 1770 bis 1870 zusammenfasst [2]). Oben sind die

[1]) Vgl. hierzu J. Sirks: Ueber die Krone des Nordlichtes in Poggendorff's Annalen, Bd. CXLIX (1873), S. 112—119.

[2]) Zech im Ausland 1872, S. 629 ff. 664 ff. Vgl. hierzu auch Rudolf Wolf: Ueber die elfjährige Periode in den Sonnenflecken und erdmagnetischen Variationen in Poggendorff's Annalen, Bd. CXVII (1862), S. 502 ff.

Jahrzehnte angegeben. Das Auf- und Absteigen der Curven zeigt das periodische Wachsen und Abnehmen jener drei Phänomene an. Man erkennt sofort Perioden von ungefähr 11 Jahren [1]); nach einer gewissen Anzahl solcher Perioden trat eine besonders hohe Frequenz ein, so in den Jahren 1779, 1789 und dann wieder 1837, 1848, 1860 und 1870, während in dem Zeitraum von 1800 bis 1835 die Maxima nicht jene Höhe erreichten.

Fig. 87.



Der periodische Wechsel in der Frequenz der Nordlichter, der magnetischen Störungen und der Sonnenflecken.

Da die drei dargestellten Erscheinungen, obwohl sie durchaus verschieden in ihrer Art sind, doch in Zeit und Grösse fast genau dieselbe Periode haben, so kann von blossem Zufall nicht die Rede sein. Welches ist nun die wahre Ursache, welche allen drei zu Grunde liegt? Zunächst ist es doch wohl zweifellos, dass die Magnetnadel den elektrischen Einwirkungen des Nordlichtes gehorcht. Es gilt demnach vor allem, den ursächlichen Zusammenhang zwischen Nordlicht und Sonnenflecken zu ermitteln. Erhebt sich auch das Nordlicht bis zu mehr als 100 Meilen Höhe, so bleibt es doch ein irdisches Phänomen. Nun ist es aber undenkbar, dass die irdische Erscheinung des Nordlichtes auf dem Centralkörper des Sonnensystems Schlackenbildungen hervorzuzaubern vermag, welche nicht selten an Umfang den Erdball übertreffen, um so mehr undenkbar als auch sonst in vielen Beziehungen die

[1]) Die Länge dieser Perioden war nicht unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen; doch blieb hierbei stets die Uebereinstimmung der drei Erscheinungen unverändert bestehen.

Erde von der Sonne, nicht aber die Sonne von der Erde abhängig ist. Somit müssen wir entweder die Sonnenflecken selbst oder eine stets sie begleitende Erscheinung als Ursache der Nordlichter und der Variation der Magnetnadel betrachten.

Nach Zöllner[1]) wird zur Zeit der Fleckenmaxima durch die Steigerung der relativen Stromgeschwindigkeit und die Vergrösserung der Frictionsprocesse an der Sonnenoberfläche die Intensität der hiermit verbundenen galvanischen Ströme und somit auch der magnetische Zustand der Sonne verstärkt.

Ebenso lässt sich jener Zusammenhang durch die Protuberanzen in genügender Weise rechtfertigen. Sie brechen, wie schon früher (Bd. I, S. 74 f.) gezeigt wurde, stets mit ungeheurer Geschwindigkeit am Rande der Sonnenflecken hervor und sind demnach ebenso wie die Eruptionen irdischer Vulcane eine Quelle intensivster Elektricitätserregung (Bd. I, S. 133). Finden demnach gleichzeitig mit der Entstehung von Sonnenflecken elektrische Entladungen statt, so ist bloss noch der Nachweis zu führen, wie dieselben auch irdische Vorgänge beeinflussen können.

Elektrische Kräfte vermögen sich nicht durch den leeren Raum fortzupflanzen; um jene Einwirkungen zu erklären, sind wir demnach zu der Annahme gezwungen, dass ein leitendes Medium den Weltraum erfüllt. Die Existenz desselben wurde schon oben (Bd. I, S. 49) aus mehrfachen Gründen gefordert, und die spectroskopischen Untersuchungen des Nordlichtes sind dem gleichfalls günstig. Mag auch dieses Medium ausserordentlich fein sein, noch feiner als die Gase in den Geissler'schen Röhren, so muss es doch eine genügende Dichtigkeit besitzen, zwischen Sonne und Erde eine elektrische Verbindung zu vermitteln.

Die Erde steht demnach zum Centralkörper des Sonnensystems nicht bloss in der rohen Abhängigkeit der Gravitation, nicht bloss in dem Verhältniss eines Licht und Wärme empfangenden Körpers, sondern es walten noch zartere Beziehungen, insofern die Erde zugleich der magnetische Planet einer magnetischen Sonne ist.

Mit den Nordlichtern im Verein treten gewisse zierliche Wolkenbildungen auf, sogenannte Schäfchen (Cirrocumulus), welche meist in langen, parallelen Reihen der Richtung des örtlichen magnetischen Meridians folgen[2]). Sie sind so häufig und fast ausschliesslich mit dem Erscheinen des Nordlichtes verknüpft, dass man mit ziemlicher Sicher-

[1]) Berichte der Kgl. Sächs. Gesellschaft d. W. math.-phys. Classe. Sitzung am 20. October 1871, S. 515 f.

[2]) Vgl. hierzu A. v. Humboldt, Kosmos. Bd. I, S. 201 f. 441.

heit am Abend ein Nordlicht erwarten darf, wenn man am Nachmittag derartige Wolkenanhäufungen bemerkt.

Die genaue Prüfung einer 21jährigen Beobachtungsreihe der Bewölkung in Köln führte Hermann J. Klein zu dem merkwürdigen Resultate, dass die Cirrusgebilde in Hinsicht auf Zahl und Schönheit der Entwicklung eine Periode von c. 11 Jahren innehalten, welche genau mit der Sonnenfleckenperiode, somit auch mit der Periode der Nordlichter und der magnetischen Störungen zusammenfällt. Alle diese Phänomene haben gleichzeitig ihr Maximum und ihr Minimum. Rudolf Wolf, der beste Kenner der Sonnenfleckenperiode, hat die von Klein gegebenen Zahlen mit seinen Relativzahlen verglichen und den von letzterem behaupteten Zusammenhang beider Phänomene bestätigt. Wolf hat sogar eine Formel aufgestellt, mittelst welcher man aus der Zahl der Sonnenflecken eines Jahres annäherungsweise berechnen kann, wie häufig in Köln Cirruswolken in demselben Jahre wahrgenommen worden sind, und umgekehrt lässt sich aus der Häufigkeit der in Cöln beobachteten Cirrusbewölkung die Zahl der Sonnenflecken desselben Jahres ermitteln, da jede dieser Erscheinungen gewissermassen ein Spiegelbild der anderen ist[1]).

Zöllner sucht die Ursache dieses eigenthümlichen Zusammentreffens in den Störungen des aërostatischen Gleichgewichts, welche nothwendig in den oberen Luftregionen durch die Temperaturerhöhung beim elektrischen Ausgleichungsprocess des Nordlichtes stattfinden. Die Streifenbildung und die Undulationen der Strahlen des Nordlichtes lassen sich recht passend mit der sogenannten Schichtung des elektrischen Lichtes in luftverdünnten Räumen vergleichen. Die hellen und dunklen Schichten bieten offenbar auch Unterschiede der Temperatur und der Dichtigkeit dar. Es muss demnach in den vom Nordlicht erfüllten Räumen nothwendig eine Störung des aërostatischen Gleichgewichtes eintreten. An den höher erhitzten Stellen entwickeln sich aufsteigende, an den kühleren Stellen absteigende Luftströme; durch diese in abwechselnder Nebeneinanderlagerung nach oben oder unten gerichteten Luftströme aber sind die Bedingungen zur Entstehung von Wolken gegeben. Mit den absteigenden Strömen gelangen kältere Luftmassen aus den oberen Regionen in tiefere und wasserdampfreichere wärmere Schichten und bewirken somit hier eine Condensation der Dämpfe. Andrerseits gewähren aber auch die wärmeren aufsteigenden Ströme die Möglichkeit zur Cumulusbildung. Nun ist es klar, dass je nach der Grösse der erfolgten Gleichgewichtsstörungen und je nach dem jeweiligen Sättigungsgrad der bewegten Luftmassen

[1]) Ausland 1872, S. 1007.

die Gunst zur Wolkenbildung beim aufsteigenden Strome im allgemeinen eine andere ist als die Günstigkeit dieser Bedingungen beim absteigenden Strome. Demnach ist auch die Wolkenbildung an den verschieden erhitzten und verschieden dichten Stellen durchaus keine gleichartige, und daher wird die Anordnung der so erzeugten Wolken im wesentlichen mit den Richtungen der elektrischen Lichtprocesse in der Atmosphäre übereinstimmen [1]).

[1]) Berichte der Kgl. Sächs. Gesellschaft d. W. math.-phys. Classe. Sitzung am 25. Juli 1871, S. 329—332.

VIERTER THEIL.

DAS

ORGÀNISCHE LEBEN

AUF ERDEN.

I. Wüsten, Steppen, Wälder[1]).

Mehr oder minder dicht ist das Pflanzengewebe, womit das feste Land bekleidet ist. Völlig oder beinahe völlig entblössten Boden nennen wir Wüste; mit niedrigem Kraut und Gras bedeckte Ebenen heissen Steppen, und Wald bedeutet ein Land, welches von geschlossenen Baumgipfeln beschattet wird. Die drei Begriffe bezeichnen also Steigerungen an Pflanzenreichthum in den trockenen, feuchten und nassen Erdstrichen; denn ihr räumliches Auftreten hängt streng zusammen mit der örtlichen Vertheilung der wässerigen Niederschläge in der Gestalt von Nebel, Thau, Regen oder Schnee. Ihre Vertheilung wird aber genau bestimmt durch die Gestalt des Trockenen und Festen auf einem kugelförmigen Körper wie die Erde, der sich von West nach Ost mit der höchsten Geschwindigkeit am Aequator, mit der geringsten an den beiden Polen bewegt. So wichtig auch immer die Vertheilung der Luftwärme an der Oberfläche des Erdkörpers erscheinen mag, die Vertheilung der feuchten Niederschläge steht ihr an Bedeutsamkeit für die Entwicklung des Menschengeschlechts keineswegs nach. Nähern wir uns beiden Polen, so werden die Erdräume immer unbewohnbarer für belebte Wesen wegen der Erniedrigung der Luftwärme, während wir umgekehrt an und zwischen den Wendekreisen leblose Oeden antreffen, wo der Boden kein Gewächs mehr hervorbringt und kein Thier mehr nährt, weil ihm die erforderliche Benetzung fehlt. Ein einziger Blick auf eine Regenkarte der Erde (Fig. 20 auf S. 260) genügt, den strengen Zusammenhang zwischen Mangel an Niederschlägen und Wüstenbildung zu erkennen. Die letzte Ursache dieses örtlichen Mangels ist aber nur in der Gestaltung von Land und Meer zu suchen. Die Wasserflächen unseres Planeten nehmen fast dreimal soviel Raum ein

[1]) Dieser den „Neuen Problemen“ (3. Aufl. S. 180—198) entlehnte Abschnitt war an verschiedenen Stellen zu berichtigen und zu ergänzen (s. S. 491—494, 497 f., 502, 503 f., 505 ff.).

als das Trockene. Zwischen Java und Guinea in der malayischen Inselwelt finden wir annähernd ein Verhältniss wie 3 zu 1. Wäre diese Vertheilung auf der ganzen Erdoberfläche durchgeführt worden, so könnte es nirgends Wüsten geben; jeder Erdraum würde ein Mass von Feuchtigkeit empfangen, welches seinem Abstande vom Aequator entspräche; der meiste Regen würde zwischen den Wendekreisen fallen, der wenigste jenseits der Polarkreise, ein Mittel in den gemässigten Zonen. Die trockene Erdoberfläche ist aber nicht in einen Archipel zersprengt, sondern das Feste wie das Nasse in grosse Massen abgeschieden worden, und zwar besteht das erstere nur aus einer grossen und einer kleinen Erdinsel, aus der Alten und aus der Neuen Welt.

Wenn die Menge und die Vertheilung der Niederschläge abhängt von der gegebenen Gestalt der Festlande und wenn die Wüsten, Steppen und Wälder nur der Ausdruck von gänzlicher Armuth, von mangelhafter und von reichlicher Benetzung der Erdräume sind, dann widerlegen sich sogleich zwei uralte Irrthümer. Als Alexander v. Humboldt seinen glänzenden Vortrag über die Steppen und Wüsten verfasste, erkannte er allerdings, dass die Kahlheit der Sahara den trockenen (Nordost-) Passatwinden zugeschrieben werden müsse, die über sie beständig hinwegstreichen; allein er zögerte doch, dieser Ursache ausschliesslich alles Unheil Schuld zu geben, und er nahm gleichzeitig an, dass ein früherer Einbruch des Meeres alle Dammerde von dem Saharaboden hinweggeschwemmt und nur den unfruchtbaren Boden hinterlassen habe. Wo die Franzosen in dem saharischen Algier artesische Brunnen gebohrt haben, da sind Dattelpalmenhaine um die Quellen aufgeschossen, obgleich die Dammerde fehlte. Das andere volksthümliche Missverständniss besteht in dem Glauben, dass durch Ausrottung der Wälder die Menge der Niederschläge auf dem Festen sich vermindert habe.

Noch vor wenigen Jahrzehnten bemühte sich die Petersburger Regierung nicht ohne Kostenaufwand, die südrussischen Steppen wieder zu bewalden. Schon dass man von einer Wiederbewaldung jener Steppen sprach, beruhte auf einem Irrthum. Soweit historische Nachrichten reichen und weiter zurück war Südrussland eine Steppe [1]). Dass sie es war, selbst bevor sie Herodot betrat, hat Karl v. Baer allen denen bewiesen, welche die zwingende Schärfe seiner Schlüsse zu erkennen vermögen [2]). In den Laubwäldern, welche den nördlichen Rand

[1]) Ausser Herodot (lib. IV, c. 19. 21. 61) vgl. Hippokrates, De aëre, aqua et locis. c. 102.

[2]) Die uralte Waldlosigkeit der südrussischen Steppe in den Beiträgen zur Kenntniss des Russischen Reiches und der angrenzenden Länder Asien's. St. Petersburg 1856. Bd. XVIII, S. 115.

jener Steppen umsäumen, hausen Eichhörnchen. Der nächste Wald, den man jenseits der Steppen gegen Süden erreicht, liegt in der Krim an den pontischen Ufern. In diesen Wäldern findet sich Nahrung genug, finden sich alle Lebensbedingungen für die Eichhörnchen; aber die Eichhörnchen finden sich nicht. Wäre die südrussische Steppe jemals bewaldet gewesen, so würden die Eichhörnchen bis nach der Krim gewandert sein, und sie hätten sich in den dortigen Forsten erhalten, auch nach der Entblössung des Bodens auf der heutigen Steppe. Ueber die sonnigen Grasebenen vermochte aber ein kletterndes und von Baumsamen genährtes Thier nicht zu wandern; folglich sind die südrussischen Gebiete schattenlos gewesen, so lange es Eichhörnchen gab am südlichen Saum der russischen Wälder, und es herrschen wohl kaum Zweifel, dass es diese gab Jahrtausende vor Herodot.

Die Armuth der Erdräume an wässerigen Niederschlägen kann durch verschiedene Umstände herbeigeführt werden. Die grösste Wüste der Erde, die Sahara, verdankt ihre Entstehung dem beständig wehenden Nordostpassat. Die Trockenheit desselben ist nicht etwa darin begründet, dass er, bevor er nach den Wüstenflächen Nordafrika's gelangt, über die centralasiatischen Steppen und Wüsten seinen Weg nimmt und hier die geringe, aus dem nördlichen Eismeere stammende Feuchtigkeit verliert. Es ist vielmehr erwiesen, dass die sommerliche Auflockerung der Luft über den Steppen- und Wüstengebieten Centralasien's eine viel bedeutendere ist als über der Sahara. Die Winde Vorderasien's sind daher im Sommer keineswegs Nordostwinde; sie ziehen vielmehr theilweise in völlig entgegengesetzter, theilweise wenigstens in ganz anderer als nordöstlicher Richtung. So walten vom Kaspischen Meere bis Aegypten im Sommer durchweg Nordwestwinde vor (vgl. Fig. 8 zu S. 128). Es kann demnach nur von einem winterlichen Abströmen der Luft aus Asien nach Afrika die Rede sein. Die Regenlosigkeit in dem Wüstengebiete Nordafrika's ist einfach eine Wirkung des Nordostpassats, welcher hier über ein weites, einförmiges Hochland hinwegschreitet [1]). Da, wo dasselbe von ansehnlichen Gebirgen überragt wird, sind auch Regenfälle nicht in gleichem Masse ausgeschlossen wie anderwärts; eine regelmässige Passatzone auf einer einförmigen Continentalfläche aber muss ebenso regenlos sein wie auf der Fläche des Oceans, da die relativ kalte Passatluft nach wärmeren Gegenden weht und sich somit vom Sättigungspunkte beständig entfernt (s. S. 261 f.).

Welch hoher Grad von Trockenheit in der Sahara herrscht, geht

[1]) A. Wojeikof, Die atmosphärische Circulation (Ergänzungsheft Nr. 38 zu Petermann's Mittheilungen 1874). S. 27.

aus folgenden Mittheilungen Rohlfs' hervor[1]). In Tafilet, Tuat, Rhadames, Audjila, Siuah und Fesan regnet es nach Aussage der Eingeborenen etwa alle 20 Jahre einmal. Daher haben diese auch nicht das Schmelzen ihrer aus Salzklumpen hergestellten Häuser zu fürchten. In Kauar, welches im eigentlichen Centrum der Sahara liegt, regnet es niemals. In der Sahara ist die Oxydation so geringfügig, dass man nie nöthig hat, Waffen oder Eisenzeug zu ölen, um es gegen Rost zu schützen; Leichname mumificiren in kurzer Zeit; Fleisch, welches an der Luft hängt, fault nie, sondern trocknet nur aus.

Die Wüsten Vorder- und Centralasien's sind dem Gebiete der Passate entrückt; ihre Entstehung ist daher anders zu erklären als die der Sahara. Einen Hauptantheil an der dortigen Wüstenbildung haben die während der meisten Monate vorwaltenden polaren Winde; in zweiter Linie aber kommen die mächtigen, geschlossenen Gebirgswälle in Betracht, von denen die asiatischen Hochländer umgürtet sind. Die Wasserdämpfe, welche die Winde vom Meere herbeitragen, werden bereits an der Aussenseite jener Gebirgsketten zu Tropfen verdichtet. Somit gelangen die Winde ihrer Feuchtigkeit beraubt jenseits der Gebirgsrücken an und verleihen dem Lande jene nur selten unterbrochene Heiterkeit des Himmels, bei welcher das Pflanzenleben fast völlig erstirbt.

Ein Seitenstück zu den Plateauwüsten Asien's ist die Wüste Utah in Nordamerika. Im Winter findet sich in Folge starker Erkaltung des nordamerikanischen Continents ein barometrisches Maximum über derselben; er herrschen daher trockene Continentwinde (in der Wüste Utah Nordwinde) vor. Aber auch die sommerlichen Seewinde spenden dem Hochlande von Utah wenig Regen, weil dieses von mächtigen Gebirgsmassiven umrahmt ist, auf deren oceanischen Abhängen die von den Seewinden zugeführten Dämpfe condensirt werden.

Seinem Ursprunge nach steht dem centralasiatischen und nordamerikanischen Wüstengebiet das australische am nächsten. Mit der winterlichen Erkaltung des australischen Continents stellt sich über demselben ein Maximum des Luftdruckes ein; daher wehen die Winde fast über allen Theilen dieses Erdenraumes seewärts und sind somit meist ohne Regen. Durch die sommerliche Auflockerung der Luft werden nun zwar Seewinde in's Land gezogen; doch sind diese an der Süd- und Westseite Polarwinde (s. Fig. 7 zu S. 127), demnach relativ trocken, und an der Ost- und Nordostseite, wo sie feuchte Aequatorialwinde sind, scheiden sie, durch hohe Gebirgsketten gezwungen, schon über den Uferlandschaften die Hauptmenge der Feuchtigkeit aus, über

[1]) Ausland 1872, S. 1058 f.

welche sie verfügen. Sie erreichen demnach als trockene Winde das Innere. Uebrigens entbehrt Inner-Australien der Regen nicht gänzlich, weshalb sich auch sein landschaftlicher Charakter weit mehr dem der aralo-kaspischen Steppe als dem der Sahara nähert.

Wesentlich anders als in den zuletzt besprochenen Fällen haben wir uns die beiden Wüsten an den Westküsten Südamerika's und Südafrika's zu erklären. Nach der älteren Ansicht ist die Ursache der dortigen Wüstenbildung der Passat, welcher als ein trockener Wind an jener Westküste ankommen soll, weil er vorher über hohe Bergländer seinen Weg genommen hat. Hiergegen muss jedoch eingewandt werden, dass der Passat auch dann ein trockener Wind sein würde, wenn jene Bergländer niedriger wären oder gänzlich fehlten. Vor allem aber werden in jenen Gebieten die regelmässig wehenden Passate ebenso sehr vermisst wie die Regen beim Zenithstande der Sonne. Gerade während der heissen Jahreszeit regt sich, wie uns J. J. v. Tschudi[1]) berichtet, an der peruanischen Küste nichts als die wandernden Sandhügel (Medanos), welche die Wüste immer neu umgestalten, „die einzige Lebensäusserung des Todes". Nur vom Mai bis October schweben auf dem Gestade und etliche Meilen landeinwärts fortdauernd Nebel. Sie lösen sich nie in eigentlichen Regen auf, sondern nur in einen feinen, durchdringenden Niederschlag („Garua"), welcher hie und da vorübergehend den öden Küstensaum in einen Garten umzaubert.

Die meteorologische Verfassung der peruanisch-bolivianischen, sowie der südafrikanischen Wüste ist erst von Wojeikof[2]) klar erkannt worden. Für die Regenlosigkeit der peruanisch-bolivianischen Küste sind ihm zwei Factoren massgebend: die kalte Peruanische Strömung und der schmale Küstensaum zwischen dem Meere und den Anden. Jene kalte Meeresströmung verleiht den benachbarten Küsten eine so niedrige Temperatur, wie sie sich sonst nirgends in der tropischen Zone vorfindet. Deshalb ist auch der Luftdruck an der Küste relativ hoch, und so blasen stets Süd- und Südwestwinde landeinwärts und zwar im Sommer bei grösserem Temperaturunterschiede stärker als im Winter. Da das Land höher erwärmt ist als die kalte Strömung, die Luft über dem Lande demnach auch entsprechend höher als die über dem Meere, so entfernt sich der nach dem Lande wehende Wind mehr und mehr von seinem Sättigungspunkte. Hierzu kommt, dass die Luftcirculation eine sehr beschränkte ist, weil der Austausch der Luft, durch die Anden gehindert, nicht bis zu den Ebenen im Osten reicht. Der Küstenstrich

[1]) Peru. Reiseskizzen aus den Jahren 1838 bis 1842. St. Gallen 1846. Bd. I, S. 334—340.

[2]) l. c. S. 31.

aber ist zu schmal, um einen grossen Einfluss auszuüben, um z. B. die Luft jenseits des kalten Meeresstromes anzuziehen, die ihrer höheren Temperatur wegen auch Regen bringen würde. So kann es also geschehen, dass Küstengebiete im Anblicke des Oceans und trotz steter Seewinde vergebens auf Erquickung harren. Einen vortrefflichen Beweis für die Richtigkeit dieser Erklärung liefert die Thatsache, dass sich von da an, wo der Peruanische Strom die Küste verlässt, die Ufergebiete sofort in ein grünes Gewand kleiden.

An der Regenlosigkeit der südafrikanischen Wüste, der Kalahari, mögen vielleicht die Passate mit betheiligt sein; nur dürfen sie nicht als einzige und auch nicht als erste Ursache hierfür angesehen werden. Das breite Küstengebiet wird nämlich zu allen Jahreszeiten von Süd- und Südwestwinden beherrscht, welche von der kalten Benguela-Strömung ausgehen und somit ganz ähnliche meteorologische Verhältnisse herbeiführen wie die nämlichen Winde an der Westküste Südamerika's. Erst von da an, wo die Benguela-Strömung von der Küste zurückzuweichen beginnt (unter dem 18. Grad s. Br.), erblüht ein reicheres Pflanzenleben.

Baumwuchs vermag nur in solchen Erdräumen zu bestehen, in welchen während der ganzen Vegetationsperiode der Erdboden stets eine genügende Feuchtigkeit besitzt. Während sich die Pflanze entwickelt, ist eine stete Saftströmung nothwendig; das Wasser muss sich von den Wurzeln bis zu den Blättern verbreiten und so diejenige Feuchtigkeit zurückerstatten, welche an den Blattflächen verdunstet oder beim Ernährungsprocesse verbraucht wird. Da die zur Ernährung verwandte Quantität verschwindend klein ist gegen den Verdunstungsverlust, so darf man die Menge des durch die Wurzeln aufgesaugten und durch die Blätter der Luft zurückgegebenen Wassers als gleich gross annehmen. Natürlich ist dieser Betrag für verschiedene Pflanzen nicht derselbe. Nach den Untersuchungen M'Nab's[1]) verlor der Kirschlorbeer innerhalb 24 Stunden an Wasser 51,81 Procent, der gemeine Liguster 26,78 Procent, die Ulme 65,61 Procent von dem Gesammtgewicht des zu dem Experiment benützten Zweiges. Der Durchschnittswerth des Wassers, welches eine Pflanze in 24 Stunden umsetzt, ist etwa gleich dem halben Gewicht derselben. Da jener Wasserstrom in der Pflanze durchaus erforderlich ist, um dem Laube aus dem Erdboden die nöthigen Nährstoffe zuzuführen, so bewirkt jeder Stillstand desselben eine Unterbrechung des Wachsthums und nach Befinden eine Vernichtung ihres Lebens. Die Stetigkeit des Zuflusses aber ist bedingt durch die Feuchtigkeit des Erdbodens, diese aber durch das Vorhandensein und die Vertheilung der atmosphärischen Niederschläge.

[1]) Nature, Vol. IX, Nr. 227. 5. March 1874, p. 355.

Ist das Vorkommen von Wald nur bei dauernder Befeuchtung des Bodens möglich, so müsste überall in den Steppen, wo es örtlich nicht an Wasser mangelt, Wald oder wenigstens Baumwuchs auftreten; ja, selbst in der Wüste müssten wir ihn an begünstigten Stellen antreffen. Dies ist auch wirklich der Fall und war es zu allen Zeiten und an allen Orten.

Auf allen Grasfluren begleitet das Ufer der Wasserläufe ein Saum von Baumwuchs. Die älteste Beschreibung der Kirgisensteppe verdanken wir dem Franciscaner Ruysbroek, der im Jahre 1253 als Glaubensbote, Kundschafter und Diplomat mit Aufträgen Ludwig's des Heiligen um den Norden des Kaspischen Meeres nach der Dsungarei und dem gelben Kaiserzelte der Mongolen reiste. Er fand dort den Waldwuchs auf die Ufer der Ströme beschränkt (in ripis aliquorum fluminum sunt silvae, sed hoc rare), und er äussert sich darüber gerade so wie ein berühmter russischer Reisender, Gregor v. Helmersen, der in der Kirgisensteppe „den Wald nur an die Flussläufe gebunden" fand. Ebenso berichtet Th. Teplouchoff[1]): Die Ufer der Flüsse in den Steppenländern, die sich westlich vom Altai bis zum Kaspischen See ausbreiten, sind nicht nur mit schönen Wiesen, sondern oft mit ausgedehnten Kieferwaldungen bedeckt. Die einzige Ursache, dass solche Steppen sich nicht in fruchtbares Land umwandeln, besteht in der überaus grossen Trockenheit des Sommers; der Boden könnte, wenn er genügend feucht wäre, eine üppige Vegetation hervorbringen.

Bei ungestörtem Verlauf der Dinge nimmt die Menge der Niederschläge ab, je grösser die Entfernung eines Erdstriches von demjenigen Meere wird, mit dem es durch die herrschenden Winde im Verkehr steht. So verläuft namentlich in Amerika bei dem einfachen senkrechten Bau dieses Erdtheils die Vertheilung der Feuchtigkeit sehr gleichmässig. Lord Milton, der von Ost nach West, von den grossen Seen dem nördlichen Saskatschawan entlang über die Felsengebirge wanderte, traf westlich vom Regen- und Holzsee bei Fort Garry echte Prairien, „wo der Baumwuchs mit wenig Ausnahmen auf die Ufer der Flüsse beschränkt war". Auch sah er während der drei Wochen, die er dort verweilte, keine Wolke am sommerlichen Himmel. Weiter westwärts, am Assiniboine, wird die Steppe wieder parkähnlicher, d. h. mit sporadischem Baumwuchs geziert; dann folgen wieder sonnige Grasfluren ohne Stamm und Strauch, die nochmals mit parkartigen Strecken wechseln, bis endlich am St.-Anns-See, long. 114° 30′ W. Gr., wieder der erste Wald auftritt, weil sich dort bereits der Boden in so kühle Luft-

[1]) Ein Blick auf das Klima und die Vegetation des westlichen Altai im Ausland 1869, S. 796.

schichten erhoben hat, dass der Rest der atlantischen Wasserdünste, den die Nordostwinde noch herbeibringen, zur Verdichtung gelangen muss.

Lag Lord Milton's Wanderpfad im britischen Nordamerika zwischen dem 51. und 54° n. Br., so reiste dagegen Burton 1861 zwischen dem 40. und 43° n. Br. von St. Joseph am Missouri mit dem Eilwagen nach dem Mormonenlande gegen Westen. Schon jenseits des Missouri, am grossen Platteflusse, beginnt das Prairienland, und Fort Kearny (long. 99° 9' W. Gr.) liegt an dem Saum der Ebenen, welche die Amerikaner ihre Wüsten nennen, die jedoch echte Steppen sind; denn immerhin spriesst dort selbst auf Sandboden im Schatten des Salbei noch Büffelgras; auch durchschneidet jene Strasse den Weidegrund einer der drei grossen Bisonheerden des nördlichen Festlandes. Die ersten Wälder von geringem Umfang zeigten sich im fernen Westen bei den Black Hills, die sich schon 800 Meter über den Plattespiegel, mit einzelnen Gipfeln aber bis zu 2000 Meter Höhe (absolut) erheben. Nachdem Burton dann die atlantische Wasserscheide überschritten, erreichte er die Salzwüste des Mormonengebietes.

Folgen wir Balduin Möllhausen[1]) von Osten nach Westen zwischen dem 35. und 36. Breitengrade, überschreiten wir mit ihm den Arkansas und bewegen wir uns am Canadianflusse entlang, so finden wir uns anfangs im Schatten von Wäldern, mit denen kleine Prairien oasenartig wechseln. Dann wird das Verhältniss umgekehrt: die Prairien nehmen zu, und der Wald wird oasenartig. Endlich beginnt beim Deer Creek (long. 99° W. Gr.) die wahre Steppe, und erst beim Cañon blanco (long. 106° W. Gr.) an den Vorbergen der Sierra Madre wird wieder von Wald gesprochen[2]).

Damit stimmt nun ganz vortrefflich die Regenmenge, welche in diesen Gebieten fällt. Sie nimmt zwar im allgemeinen mit der wachsenden Polhöhe, aber auch bei gleicher Polhöhe in der Richtung von Ost nach West ab, wie man aus folgenden örtlichen Messungen sehen wird. Die zwei ersten Punkte liegen noch auf der atlantischen Seite des Mississippi; zwischen den dritten und vierten Punkt aber fällt die Grenze von Waldland und Prairie.

[1]) Tagebuch einer Reise vom Mississippi nach den Küsten der Südsee. Berlin 1858.

[2]) Weitere Bestätigungen des Geschilderten finden sich bei James Meline, Two thousand miles on horseback. London 1868. p. 12. 14. 273.

Abnahme der Regenmenge von Ost nach West in Nordamerika zwischen lat. 35° und $36^1/_2{}^0$.

Name des Ortes.	Nördliche Breite.	Westl. Länge v. Greenwich.	Jährlicher Regenfall in Millimetern.
Huntsville (Tenessee) . . .	36° 26′	84° 29′	1394
Memphis am Mississippi . .	35° 9′	90° 0′	1063
Fort Smith am Arkansas . .	35° 24′	94° 25′	1041
Fort Gibson	35° 50′	95° 15′	871
Fort Union, Neu-Mexico . .	35° 56′	104° 58′	488

Grisebach's Vegetationskarte[1]), welche nicht bloss auf einer systematischen Artenstatistik beruht, sondern die Pflanzengebiete unserer Erde nach meteorologischen Charakterzügen begrenzt, zieht den Scheidestrich zwischen Wald und Steppe in Nordamerika durch eine Linie, die New-Orleans mit Fort Garry verbindet und bestätigt damit die Eindrücke der neueren Reisenden. In klarster Weise werden diese Verhältnisse dargelegt auf den ersten beiden Karten in dem ersten (geologisch-physikalischen) Theile des statistischen Atlas der Vereinigten Staaten (herausgeg. von Francis A. Walker im Jahre 1874). Aus der ersten Karte ersieht man, dass von der atlantischen Küste an westwärts bis zum Mississippi der Regenfall zwischen 860 und 1270 Millimetern schwankt, während er vom Mississippi weiter westwärts bis zu dem Felsengebirge von 860 bis zu 300 Millimetern herabsinkt und im Gebiete der Wüste Utah noch mehr abnimmt. Die zweite Karte veranschaulicht den Wald- und Holzwuchs, und hier zeigt sich deutlich die Abhängigkeit desselben von dem grösseren oder geringeren Regenfall. Da, wo der Regenfall zunimmt, vermehrt sich der Holzwuchs, und wo sich der Regenfall vermindert, verringert sich auch der Waldbestand bis in die weiten baumlosen westlichen Ebenen. Der Osten und das Mississippithal bis an die westliche Grenze von Minnesota, Missouri und Arkansas sind waldreich, während weiter westlich die grossen Ebenen und das Hochland westlich der Felsengebirge holzarm und waldlos sind.

Was die Russen Steppe, die ersten französischen Colonisten Nordamerika's Prairien nannten, das wurde von der ausgestorbenen Bevölkerung der Antillen Savanen geheissen, von den Creolen Venezuela's Llanos, von den Brasilianern Campos geraës, am La Plata aber Pampas. Sie alle besitzen, wie wir aus zahlreichen Schilderungen europäischer Reisenden wissen, denselben Grundcharakter.

Von den Savanen, welche an der Seite des Stillen Oceans durch ganz Mittelamerika eine fortlaufende Kette bilden, berichtet uns Moriz

[1]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Tafel am Schlusse des II. Bandes. Petermann's Mittheilungen 1866, Tafel III.

Wagner: „Die sehr zahlreichen Flüsse der Südseite verleihen der landschaftlichen Physiognomie ein ganz eigenthümliches Gepräge. Durch die offenen Grasfluren des Savanengürtels ziehen sie guirlandenartig vom Fusse des Gebirges an breite Waldstreifen, in welchen die höchsten, prachtvollen Bäume der Tropen reichlich vertreten sind. Neben den vielen Waldhügeln und Baumgruppen, welche inselartig in der Ebene vertheilt stehen, tragen diese waldbedeckten Flussufer nicht wenig dazu bei, die Einförmigkeit der Savane zu unterbrechen“ [1]).

Ferner erfahren wir aus Gerstäcker's „Neuen Reisen“ über den Charakter der Llanos: „An beiden Ufern des Apure liegt die ungeheure Steppe, die, wenn sie nicht in Zeiten abgebrannt wurde, ein dichtes Gewirr von hohem, gelbem Gras bildet, im andern Falle aber eine freundliche grüne Fläche zeigt, während dicht am Ufer ein oft nur schmaler, oft breiterer Streifen Wald liegt, in dem sich dann gewöhnlich sehr viel Wild aufhält“ [2]). „Es giebt allerdings Stellen, wo auf Leguas Entfernung kein Baum oder Strauch steht und der Blick weit, wie über den Ocean schweift; aber diese können nicht für die Regel in den Llanos gelten, ja sind sogar nicht einmal häufig. Meist sind Palmen oder, je nach der Gegend, Laubbäume in Sicht, und an kleinen, jetzt allerdings vertrockneten Wassercoursen stehen auch starke Dickichte, die Wäldern gleichen und durch die man sich nur mühsam eine Bahn erzwingen könnte“ [3]).

Besonders dürftig ist die Entwicklung des Baumwuchses in den Pampas. Die Baumlosigkeit der letzteren ist so gross, dass, wie Woldemar Schultz bemerkt, noch vor kurzem Buenos Ayres und Montevideo ihr Bauholz aus Nordamerika beziehen mussten. Wenn, wie derselbe Reisende berichtet, selbst in Südbrasilien Wald sich nur an den Küstenabhängen findet, am La Plata aber schon die Steppen hart am Meere beginnen, so könnte diese Erscheinung uns befremden, zumal dort die vorherrschenden Ost- und Südostwinde südatlantischen Wasserdunst herbeiführen, wenn wir uns nicht an das Naturgesetz erinnerten, dass die Abscheidung der Wasserdünste erst dann erfolgen kann, nachdem eine Abkühlung der Luft eingetreten ist; denn je höher die Temperatur der letzteren steigt, desto mehr kann sie Wasserdunst an sich saugen. Zur australischen Sommerzeit (September bis April) wehen aber die dunsttragenden südatlantischen Regenwinde von dem kühleren Meer nach den wärmestrahlenden Pampas und er-

[1]) Moriz Wagner, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika. Stuttgart 1870. S. 278. 344 f.

[2]) Friedrich Gerstäcker, Neue Reisen durch die Vereinigten Staaten, Mexico, Ecuador, Westindien und Venezuela. Jena 1869. Bd. III, S. 231.

[3]) l. c. S. 149.

fahren statt einer Abkühlung eine Temperaturerhöhung, die ihre Sättigungsstufe noch steigert. Niederschläge können daher nur zur Winterzeit stattfinden, wo die Seeluft wärmer ist als die Atmosphäre über dem Continent [1]).

Auch auf den Campos geraës und den Pampas finden wir Wald nur in der Nähe von Wasser. Der Prinz von Neuwied, dem wir die früheste Naturschilderung der brasilianischen Campos geraës an den Grenzen von Minas geraës verdanken, bemerkt auch dort, dass der Waldwuchs streng an die Flüsse gebunden ist. „Oft glaubt man", sagt er [2]), „eine anhaltende Fläche vor sich zu haben, und steht plötzlich an einem schmalen, steil eingeschnittenen Thale, hört in der Tiefe einen Bach rauschen und sieht auf die Gipfel der Waldbäume nieder, welche, von manigfaltigen Blumen verschieden gefärbt, seine Ufer einfassen". Einen der trockensten Räume der La-Plata-Gebiete durchströmt der Salado, dessen Schiffbarkeit von Thomas Page untersucht wurde, als er in den Jahren 1853 bis 1856 die amerikanische Fregatte Water Witch nach Paraguay führte. An den Ufern jenes Flusses fand er hinreichendes Holz zur Heizung eines kleinen Dampfers, an manchen Stellen sogar einen dichten Waldsaum; aber jenseits dieser grünen Coulisse lag immer die todte Pampa.

Nicht anders ist es in Aegypten. Nach J. Russegger fallen vom Delta des Nil's aufwärts bis zum 18. Grad n. Br. fast nie Regen. Erst dort beginnt der Gürtel des Savanenlandes, der weiter gegen Süden in schwelgerische Fülle übergeht [3]). Am Blauen Nil fand R. Hartmann [4]) zwischen dem 12. und 14. Breitengrad Sennaar als eine gras- und buschreiche Steppe. Ueppiger tropischer Urwald sammelt sich an den Ufern der Hauptströme und in den Betten der Chore. Bei Roseres, Fazogl und Berthat verbreitet sich der Wald sogar sehr weit vom Flusse. Vom 14. Parallel aber gegen Norden, wo die Sommerregen immer spärlicher werden, wird auch der Pflanzenwuchs von Strecke zu Strecke dürftiger. Wenn aber in der Steppe alle Flüsse mit einem Saum von Bäumen eingefasst sind, so darf man ihre sonstige Schattenlosigkeit nicht der Bodenbeschaffenheit zuschreiben, wenn auch letztere

[1]) Eine nähere Begründung aller meteorologischen Erscheinungen findet man in dem Abschnitt: „Die Wasserdämpfe in der Luft. Niederschläge" (S. 239 ff.).

[2]) Maximilian, Prinz zu Wied-Neuwied, Reise nach Brasilien in den Jahren 1815 bis 1817. Frankfurt a. M. 1821. Bd. II, S. 180.

[3]) Joseph Russegger, Reisen in Europa, Asien und Afrika, unternommen in den Jahren 1835 bis 1841. Stuttgart 1841. Bd. I, S. 203 f.

[4]) Naturgeschichtlich-medicinische Skizze der Nilländer. Berlin 1865. S. 20 f.

die Folgen der Regenarmuth zu mildern oder zu verschärfen vermag [1]). In Sandboden z. B. wird das Wasser rasch einsinken und örtlich verloren gehen. Liegt aber unter dem Sande eine Thonschicht, die das Wasser sparsam zusammenhält, so wird auch ein geringer Niederschlag zur Bildung von Oasen in den Wüsten ausreichen.

Um nicht länger zu ermüden, wollen wir uns mit einem letzten Beispiele begnügen. Auf dem gebirgigen Viti Levu, dem Hauptkörper der Fidschi-Inseln, sind Wald und Steppe scharf von einander geschieden. Die Grenze streicht nach Nordnordosten, also senkrecht zu den herrschenden Seewinden, so dass das westliche Viertel der Insel in den „Regenschatten“ zu liegen kommt und statt mit dichtem Walde mit sonnigen Grasebenen bedeckt ist. Selbst auf einer oceanischen Insel steht also die Verbreitung der Holzgewächse in strenger Abhängigkeit von der Vertheilung des Regens [2]).

Nicht die Menge der jährlich fallenden Regen entscheidet jedoch über die Grenzen von Wald und Steppe, sondern die Vertheilung des Regenfalles innerhalb der Jahreszeiten. Man hat zwar schon früher diesen Erscheinungen Aufmerksamkeit geschenkt; aber es ist unstreitig erst das Verdienst Mühry's in Göttingen, das Entstehen der Regenzonen auf einfache und fassliche Gesetze zurückgeführt zu haben. A. v. Humboldt erkannte schon 1817, als er seine Lehre von den Isothermen schuf, dass, von dem 45. oder 46. Breitengrade angefangen, fast bis zum Nordcap in Europa sich wenig in der Tracht der landschaftlichen Gewächse ändere. Er schrieb dies mit Recht dem Umstande zu, dass die Sommerwärme von Paris nur wenig verschieden ist von der in Stockholm oder Norwegen, sondern nur die Winter immer milder werden bei abnehmender Polhöhe in Europa. Da die Temperatur des Winters bei unseren Gewächsen deswegen sehr gleichgiltig ist, weil ihr Leben in den Knospen oder in den Samen schlummert, so kann auch kein auffallender Wechsel an dem Pflanzenkleid der Erde

[1]) Auch in anderen Steppen Afrika's sind die Flüsse von Bäumen umsäumt, so im Namaquagebiete Südafrika's nach den Erfahrungen Chapman's (Travels in South Africa. London 1868. Vol. I, p. 332) und im westlichen Aequatorialafrika nach Du Chaillu (Ashango-Land. London 1867. p. 209). Ferner bleibt der Baumwuchs auf die Flussufer beschränkt in Südafrika, da wo der Schire durch Savanen strömt (Rowley, Central-Africa. London 1867. p. 395).

[2]) Eduard Gräffe, Reisen im Innern der Insel Viti Levu. Zürich 1868. S. 38 und die Karte mit Angabe der Steppengrenze. Schon früher wurde diese Thatsache mitgetheilt vom Botaniker Berthold Seemann (A mission to Viti. p. 277) und eine Wiederholung auch auf der Schwesterinsel Vanua Levu von ihm beobachtet. Dasselbe wird behauptet in „Markham's Geographical Magazine“, May 1874, S. 57.

bemerkt werden. Aber eine veränderte Natur beginnt, sowie man sich dem 45. Breitengrade nähert oder, ihn überschreitend, Nordeuropa verlässt und Südeuropa betritt. Diese Scheidung unseres Welttheiles, welche durch das Aufsteigen der Alpen sehr verschärft worden ist, darf man für keine müssige Trennung ansehen; denn sie beruht auf sichtbaren Naturgrenzen, auf besseren jedenfalls, als die sind, welche Europa von Asien trennen sollen. Südeuropa beginnt dort, wo unsere botanischen Karten die Polargrenze der immergrünen Laubhölzer ziehen; denn Südeuropa ist die Heimath der Myrte, des Lorbeers, des Oelbaumes, der im Freien überwinternden Camellien, der Orangen und Citronen.

A. v. Humboldt schrieb 1817 diese merkwürdige Scheidelinie der Pflanzenwelt den raschen Veränderungen der Jahrestemperaturen unter jenen Breitengraden zu, die ganz sicherlich auch sehr entscheidend sind, wie wir sehen werden. Die Vertheilung der Feuchtigkeit liess er oder musste er damals noch ganz unberücksichtigt lassen. Doch war ihm aufgefallen, dass an den Westküsten England's, wo nie eine Traube reift, dennoch Myrten, japanische Camellien und Orangen im Freien überwintern. Die Inselmilde des englischen Winters verschiebt aber nicht die Naturgrenze der immergrünen Bäume und Gesträucher; denn nicht nur treten in Südeuropa ganz neue Arten von Gewächsen auf, welche den Typus der Landschaft verändern, sondern es verschwinden zugleich die pflanzengeographischen Vertreter Nordeuropa's. In dem schönen Garten der Villa Negri hinter dem Palast der Doria in Genua wurde dem Verfasser als das höchste Kleinod neben westindischen Staudengewächsen und Nilschilfen ein junger, kaum 3 Meter hoher Baum gezeigt. Bei näherer Besichtigung ergab sich, dass es eine gemeine Linde war, die ihr fünftes Lebensjahr erreicht hatte. Der Gartenkünstler betrachtete diesen Zögling als sein höchstes Bravourstück. Weit und breit, sagte er, gebe es keinen stärkeren Stamm, und er hoffe, dass die Pflanze noch ein paar Jahre dauern werde; dann freilich sei er auf ein jähes Ende gefasst. Es giebt um Genf einzelne Buchen, aber keine Buchenwälder und in Mailand keine einzelnen Buchen mehr, wohl aber auf Madeira, wo sie, wie Oswald Heer beobachtet hat, fünf Monate lang ihren Pflanzenschlummer nicht unterbrechen, obgleich die Mittelwärme so hoch ist wie in der Zeit, wo sie daheim ihr Laub treiben.

Es ist nicht ein Uebermass von Wärme, welches die nordeuropäischen Bäume mit Laubwurf über ihre Aequatorialgrenze verscheucht, auch nicht die Jahresmenge des Niederschlages, die oft im Süden grösser ist als im Norden, sondern, wie Alphonse de Candolle ermittelt hat, der Mangel an Feuchtigkeit während ihres Wachsthums. In Süd-

europa und in Nordafrika zerfällt das Jahr in eine trockene und eine nasse Hälfte; die sechs Wintermonate sind die Regen- und die sechs Sommermonate sind die trockene Jahreszeit. Selbst die mittlere Menge der monatlichen Niederschläge würde vielleicht noch ausreichen, wenn nicht die Zeiträume völliger Regenlosigkeit bisweilen allzu lange dauerten. Es kann zwar auch bei uns vorkommen, dass drei Wochen lang kein Tropfen fällt; allein nicht nur färbt sich dann das Laub schon mitten im Sommer herbstlich, sondern es sind auch drei Wochen, ja bisweilen sechs Wochen ohne Regen unter italienischer Sonne ein sicherer Tod der Pflanze, und deswegen verschwinden unsere laubwerfenden Bäume in Südeuropa. An ihre Stelle treten die immergrünen Gesträuche mit lederglänzenden, die grössere Lichtfülle durch ihr dunkleres Grün verrathenden Blättern.

Immergrün nennen wir diese Gewächse, weil zu der Zeit, in welcher die neuen Laubtriebe erscheinen, die alten Blätter noch nicht abgestorben sind. Gegen einen halbjährigen heissen und trockenen Sommer sind sie durch folgende Organisation gut geschützt. Die Verdunstung der Blattfeuchtigkeit vollzieht sich in denjenigen Zellen, die mit der Luft in unmittelbarer Berührung stehen, insbesondere in den Lufthöhlen der Blätter. Bei verminderter Schwellung der Zellen verschliessen sich die mikroskopischen Eingangspforten zu den Lufthöhlen, wodurch ein Blatt mit hinlänglich verstärkter Oberhaut vor Austrocknung bewahrt ist, und in diesen Zustand werden die immergrünen Gewächse des Südens während des regenlosen Sommers versetzt. Sie behalten ihre Saftfülle; aber es hört die weitere Ernährung auf. Erst durch die Herbstregen wird der Saftumtrieb von neuem eingeleitet. Indem die Zellen anschwellen, erweitern sich die Spaltöffnungen der Lufthöhlen; Luft gelangt in die Zellen, und es beginnt wiederum die Verdunstung auf der Blattoberfläche. Sind diese Pflanzen durch die Natur gut geschützt gegen andauernde Trockenheit, so sind sie doch sehr empfindlich gegen den Frost. Da ihre Blattknospen keine Schutzorgane gegen die Kälte besitzen, so werden sie vom Froste leicht zerstört; sie sind in dieser Hinsicht um so mehr gefährdet, als sie schon im Januar hervorbrechen. Eine spätere Erneuerung des Laubes aber würde die Zeit, welche zur Entfaltung der organischen Bildungen nothwendig ist, zu sehr verkürzen [1]).

Die Baumlosigkeit der Steppen erscheint daher als die Folge der langen Zeiträume von Trockenheit; wir finden sie darum vorzugsweise da, wo eine Scheidung von nassen und trockenen Jahreszeiten eintritt, also innerhalb der Wendekreise und in

[1]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. I, S. 284 f.

den subtropischen Zonen. Doch sind sie auch den Zonen mit Regen zu allen Jahreszeiten überall da nicht fremd, wo die Niederschläge nicht genügen, den Boden nachhaltig mit Feuchtigkeit zu tränken. Namentlich gilt dies von Gebieten mit geringem Regenfall und heissen Sommern, da sich bei erhöhter Wärme der Verdunstungsprocess energischer vollzieht und demnach Pflanzen und Boden viel rascher als sonst das Wasser verlieren, von dem sie erfüllt sind.

So ist die Baumlosigkeit der südrussischen Steppen wohl ebenso sehr auf den Mangel an reichlichen Niederschlägen in der kühleren Jahreszeit wie auf den für die Sommerhitze zu geringen sommerlichen Regenfall zurückzuführen. Die Schneedecke des Winters ist zu dürftig, als dass sie nach ihrem Schmelzen im Frühjahre dem Boden hinreichende Feuchtigkeit geben könnte, und die im Sommer, namentlich im Juni, relativ reichlich fallenden Regenwasser fliessen, weil sie meist nur von örtlich beschränkten Platzregen geliefert werden, oberflächlich ab und verdunsten, ohne in den Boden einzudringen und der Vegetation förderlich zu sein. In derselben Weise haben wir uns die Steppenbildung in Ungarn (vgl. S. 276) und vor allem in dem mittleren Theile der Vereinigten Staaten zu erklären. In dem letztgenannten Gebiete liegen die meteorologischen Verhältnisse fast genau so wie im südlichen Russland (s. S. 281). Der Steppencharakter der Pampas, welche ebenfalls zu der Zone mit Regen zu allen Jahreszeiten gehören, ist begründet in dem durchweg dürftigen Regenfall in Verbindung mit dem ganz unregelmässigen Witterungsgange und der bedeutenden Sommerwärme jener Gebiete (s. S. 282).

Den Hochländern der subtropischen Zone (so dem iberischen, dem kleinasiatischen u. s. w.) ist deshalb der Typus der Steppe aufgeprägt, weil daselbst auf einen heissen, regenlosen Sommer ein Winter mit starken Frösten folgt. Hier treten die südeuropäischen Gewächse zurück, ohne dass die nordeuropäischen Baumgestalten ihre Lücken füllen können; die einen verscheucht die Härte des Winters, die andern der regenlose Sommer. In dem nördlichen Waldgebiete bewahrt der Boden gewöhnlich von einem Niederschlag bis zum anderen Feuchtigkeit genug, um jederzeit den Ansprüchen der Vegetation zu genügen. Die Unterbrechung der Vegetationszeit im Winter wird durch die niedrigen Temperaturen, nicht durch den Mangel an Feuchtigkeit herbeigeführt.

Da in den Steppen überall Perioden der Dürre und der Nässe mit einander wechseln, so besitzt jede Steppe eine mit den Jahreszeiten sich ändernde Physiognomie: zur Zeit der Trockenheit gleicht sie einer Wüste, zur Regenzeit hingegen einem herrlichen, wogenden Blumenmeere. Von diesem doppelten Charakter der Steppe hat uns Hinrich Lichtenstein in seiner Beschreibung der Karroo ein ergreifendes

Bild entworfen. Wir geben die Grundzüge dieser Schilderung wieder, weil dieselbe recht geeignet ist, diejenigen Wandelungen zu zeigen, welche sich in mehr oder minder ähnlicher Weise alljährlich in jeder Steppe wiederholen. Der sandige Thonboden der Karroo, berichtet Lichtenstein, der nur fusstief über todtem Gestein lagert, wird im Sommer ziegelhart gebrannt. Alle Gewächse verschmachten oder schlummern unter schützenden Hüllen, bis in der kühleren Jahreszeit die ersten Regen ihre Wurzeln netzen und in dem aufquellenden Thon die Zwiebeln ihren Keim entwickeln. Der nächste Schauer fällt schon auf erweichtes Erdreich; die Pflanzenschäfte brechen durch, und in wenigen Tagen bedeckt sich die unabsehbare Fläche mit fröhlichem Grün. Keine Woche verstreicht, und es entfalten sich tausend über tausend Blüthentrauben und Büschel und Köpfchen und Glöckchen. Der milden Mittagssonne öffnen die Mesembryanthemen und Gorterien ihre Strahlenkronen, und unter ihren glühenden Farben wird fast das junge Grün nicht mehr gesehen. Wenn nach einem stillen Tage die Sonne sich senkt, schwebt ein warmer Blüthenhauch ruhig auf der Fläche und erfüllt die Luft mit einem fast betäubenden Gewürzgeruche. Von den Höhen herab steigen in die umgewandelte Einöde Gesellschaften hochbeiniger Strausse und Geschwader flüchtiger Antilopen. Der Ansiedler verlässt die beschneiten Höhen, um seine Heerden auf die gesunde und nahrhafte Frühlingsweide zu treiben. Kein Schaf verliert sich auf diesen Flächen; kein Rind stürzt über jähe Abhänge; kein Löwe schweift raubgierig umher; denn weit und breit fehlt es ihm an einem Schlupfwinkel. Aber nur einen Monat strahlt die Karroo in ihrer Jugend, und gegen Ende September, am Beginn der heissen Jahreszeit, ist sie schon völlig verödet. Der Boden verhärtet; die Flüsse vertrocknen; die Quellen versiegen; der dichte Letten berstet; die Blätter der ausdauernden Pflanzen bedecken sich mit einem grauen Flor, und ein schwärzlicher Staub, die Asche der versengten Vegetation, verhüllt den röthlichen Boden, den er zu Gunsten der nächsten Gewächsfolge bedeckt und befruchtet [1]).

Ausser Gesträuch und Stauden besteht das Pflanzenkleid der Steppe stets fast nur aus Gräsern oder aus Zwiebelgewächsen. In dem hohen, wasserarmen Daurien, das wir durch Gustav Radde [2]) kennen, sind es salzliebende Irisarten, welche mit Lilienblau die Steppen

[1]) Hinrich Lichtenstein, Reisen im südlichen Afrika in den Jahren 1803, 1804, 1805 und 1806. Berlin 1811. Bd. I, S. 195—201.

[2]) G. Radde, Berichte über Reisen im Süden von Ostsibirien in den Jahren 1855 bis incl. 1859. St. Petersburg 1861. S. 347 ff. (Bd. XXIII der Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, herausgegeben von K. E. v. Baer und Gr. v. Helmersen).

im Frühjahr bekleiden, auf denen Antilopen schweifen, scheue Murmelthiere oder gesellige Pfeifhasen in der Erde wühlen. In den Steppen von Arabien, Syrien und Palästina ist die Jericho-Rose (Anastatica hierochontica) heimisch. Während des trockenen Sommers wirft sie alle ihre Blätter ab; ihre Zweige verwelken dann und rollen sich sammt den Wurzeln zu einer nestartigen Masse zusammen. Von den Winden der Steppe erfasst durchwandert sie in dieser Gestalt grosse Räume, bis sie an einem feuchten Ort wieder aufgehalten wird. Hier streckt sie von neuem ihre Wurzeln aus, und indem diese die Feuchtigkeit des Bodens aufsaugen, erwacht die Pflanze zu neuem Leben. In dem Gebiet der kleinen Kirgisenhorde verwandelt sich die Steppe, wenn unter der Maisonne der Schnee hinwegschmilzt, in ein strahlendes Tulpenbeet. Wir selbst, wenn wir Tulpen züchten, nehmen die Zwiebeln nach dem Blühen aus dem Boden und bewahren sie an einem trockenen luftigen Ort; denn um ihren Lebenskeim legen sich zahllose festschliessende Häutchen. Mag auch während des Pflanzenschlafes in der trockenen Zeit die erste, die zweite, die dritte Hülle vertrocknen und sich ablösen; im Kerne bleibt die Zwiebel immer frisch und lebenslustig. Die Gräser endlich säen sich nicht nur frisch aus, sondern ihre Halme und ihre filzartigen Wurzeln, wenn sie noch so verbrannt erscheinen, pflegen sich bei der ersten Benetzung wieder zu verjüngen. So vermögen nur Gewächse, die den Kreislauf ihres Lebens rasch vollenden und die Periode der Trockenheit leicht bestehen, die Steppe auszufüllen.

Wenn die Lage und Ausdehnung von Wäldern, Steppen und Wüsten durch die Regenvertheilung, diese wiederum durch die Gestalt der Festlande bedingt ist, so ist es klar, dass man den Wald nicht pflanzen kann auf Steppenboden, sondern Wald nur dort wieder wachsen wird, wo früher Wald gestanden ist. Dass Wälder örtlich die Häufigkeit der Niederschläge vermehren, darf man jedoch nicht leugnen. Der Name Madeira ist die portugiesische Uebersetzung von Isola do legname, der Holzinsel, wie sie von ihren genuesischen Entdeckern genannt wurde. Einen Theil ihrer Wälder zerstörte ein grosser Brand am Beginn des 15. Jahrhunderts, und schon um 1450 wollte man eine Abnahme der Regen bemerkt haben. Der Socorridos, der grösste Fluss, war einstmals tief genug, um Zimmerholz in's Meer zu flössen; jetzt dagegen ist er, abgesehen von einzelnen von Zeit zu Zeit eintretenden Hochwassern, ein blosses in seinem locker steinigen Bett kaum erkennbares Bächlein. Das Uebel wurde immer schlimmer, da man fort und fort den Wald niederschlug. Ferner wurde über Mauritius im Jahre 1868 auf Grund zahlreicher und zuverlässiger

Beobachtungen berichtet[1]): In gewissen Theilen der Insel hatte man vor einigen Jahren nur selten einen trockenen und wolkenlosen Tag, während die Trockenheit dort gegenwärtig so häufig ist, dass die Zuckerrohrfelder darunter leiden. Flüsse haben einen Theil ihrer Gewässer verloren; Bäche sind beinahe ganz verschwunden; Seen und Sümpfe trocknen aus. Dabei bleibt sich die Gesammtmenge des auf Mauritius fallenden Regens ziemlich gleich; doch verringert sich dieselbe in denjenigen Bezirken, die ein übertriebenes Entholzungssystem nackt lässt. Bekannt ist das Beispiel der Boussingault'schen Quelle in Südamerika, die verschwand, nachdem der Wald um sie herum gelichtet worden war, und zurückkehrte, sobald der Wald seine frühere Herrschaft wieder gewonnen hatte. Unbezweifelte Thatsache ist ferner das Anschwellen des Tacarigua-Sees oder des Sees von Valencia in Venezuela, dessen Spiegel, als ihn A. v. Humboldt und Bonpland besuchten, seit der spanischen Besiedelung beständig im Sinken begriffen war und der sich umgekehrt seit den Unabhängigkeitskriegen der Creolen zu heben begann; denn seit ihrer Zeit gerieth der Zuckerbau um den See in Verfall, so dass der Wald die alten Lichtungen wieder ausfüllte. Auf St. Helena fällt jetzt die doppelte Regenmenge wie während der Gefangenschaft Napoleon's und zwar in Folge künstlicher Beforstung[2]). Auf den Korninseln vor der Mosquitia-Küste endlich soll seit Einführung der Baumwollencultur, d. h. seit Beseitigung der dortigen Wälder die Regenzeit von 7 auf 5 Monate sich vermindert haben[3]).

Fragen wir nach den Ursachen dieser Erscheinungen, so lautet die Antwort: weil an der Oberfläche jedes Blattes eine starke Verdunstung stattfindet, die gesammte Laubmasse eines Waldes aber eine Wasserdampf liefernde Oberfläche von ausserordentlich grossem Umfang ist, und weil die Luftschichten in und über dem Walde durch ihre relativ niedrige Temperatur (namentlich im Sommer) eine condensirende Wirkung auf die über den Wald hinwegziehenden Dunstmassen ausüben.

Ebermayer's schönen Untersuchungen verdanken wir genauere Ermittelungen über die meteorologischen Einflüsse des Waldes[4]). Ebermayer ermittelte, dass zu jeder Jahreszeit und namentlich im Sommer der Waldboden, sowie die Luft des Waldes eine niedrigere Temperatur besitzt als die Luft im Freien. Die Waldluft war im

[1]) Ausland 1868, S. 360.
[2]) Ausland 1856, S. 248.
[3]) Berthold Seemann, Nicaragua. 1869. S. 325.
[4]) E. Ebermayer, Die physikalischen Einwirkungen des Waldes auf Luft und Boden etc. Aschaffenburg 1873.

Durchschnitt im Sommer am Tage 2,06° C. kälter als die auf freiem Felde, während die mittlere Temperatur des Waldbodens um 4,02° C. niedriger war als die einer nichtbewaldeten Fläche. Im Frühjahr und Herbst waren diese Differenzen geringer, sehr unbedeutend im Winter. Im Jahresmittel sank die Temperatur des Waldes 1° C. unter diejenige benachbarter waldfreier Gegenden herab. In dem Walde wird die Temperatur auf mehrfache Weise erniedrigt. Zunächst gewähren die Laubkronen reichen Schatten und halten die Sonnenstrahlen von einem der erwärmungsfähigsten Körper, von der Erdkrume ab. Kühlend wirkt ferner der relativ schwer zu erwärmende Wasservorrath, welchen die Pflanzen, sowie der Waldboden bergen. Endlich wird die Luftwärme im Walde vermindert durch die Verdunstung auf der Blattoberfläche, wobei ein Theil der Wärme gebunden wird. Natürlich erscheinen alle diese Factoren in entlaubtem Winterwald wesentlich geschwächt. Nach alledem werden sich mit Wasserdampf erfüllte Luftströmungen über der Waldfläche (besonders in der unmittelbar über den Baumkronen befindlichen Luftschicht) häufiger bis zu ihrem Sättigungspunkte abkühlen als über waldlosem Gebiete, zumal die reichere Verdunstung an den Blattflächen über dem Walde die Anhäufung einer relativ grossen Menge von Wasserdampf veranlasst. Namentlich gilt dies für den Sommer. Somit führt der Wald örtlich eine Vermehrung der Niederschläge herbei, aber — müssen wir hinzufügen — auch nur örtlich; denn die weitere Folge davon ist die, dass die Luftströmungen, wenn sie ihren Weg fortsetzen, die hinter den Wäldern sich ausbreitenden Räume trockener erreichen und dort weniger Wasser entladen. Was dem einen Gebiete durch Waldausrottung an Niederschlägen entzogen wird, kommt denjenigen Strichen, die gewissermassen im „Regenschatten“ des ehemaligen Waldlandes liegen, zu Gute. Die Menge des Regens, welche jährlich auf Erden fällt, würde ebenso gross sein, wenn es gar keinen, wenn es wenig oder wenn es viel Wald auf dem Festlande gäbe; denn sie hängt ab von der Oberfläche der verdunstenden Oceane und Seen, von der Wärme und von der Geschwindigkeit, mit welcher die Luft über diese Flächen streift. Keine dieser Bedingungen aber wird durch die Grösse von continentalen Wäldern geändert. England war früher dichter bewaldet als gegenwärtig. Bevor der Wald der westlichen Grafschaften in offene Weiden verwandelt wurde, hätte nach dieser Ansicht in den westlichen Grafschaften mehr, in den östlichen weniger Regen fallen müssen; die Abwaldung würde demgemäss nur die Folge gehabt haben, dass in den westlichen Grafschaften weniger, in den leewärts gelegenen östlichen Grafschaften mehr Regen gefallen wäre. Was den einen entgangen wäre, hätten die anderen bekommen,

und so würde auch eine Wiederbewaldung Madeira's nur zur Folge haben können, dass etwas weniger Regen im marokkanischen Atlasgebiete fallen würde.

In manchen Gegenden mag die Verminderung des Waldbestandes eine ansehnliche, die Ackercultur schädigende Verringerung des Regenfalls herbeigeführt haben; in Europa hat man jedoch die Abnahme des Regenfalls nach Entholzung einzelner Gebiete nur mit Hilfe des Regenmessers festzustellen vermocht. Auch auf die an den Stationen der bayerischen Ebene beobachtete Regenmenge äusserte nach Ebermayer die Bewaldung nur einen sehr geringen Einfluss; doch ergab sich, dass die Einwirkungen des Waldes auf den Regenfall während der wärmeren Jahreszeit grösser sind als während des Winters. Hierbei ist freilich zu berücksichtigen, dass durch die Baumkronen, welche den Regen auffangen, dem Boden ein Theil des Wassers entzogen wird; denn nach dem Aufhören des Regens verdunstet dasselbe unmittelbar an den Blattflächen und gelangt somit nicht in den Ombrometer.

Haben die Wälder demnach vielfach nur eine sehr geringfügige Bedeutung für die Grösse des Regenfalls, so sind sie doch entscheidend für die Bewegungen des gefallenen Wassers; vor allen Dingen verhindern sie den plötzlichen Erguss massenhafter Niederschläge und des Schmelzwassers im Frühjahr. Der Regen, der auf bewachsenes Land fällt, fliesst nicht so rasch wieder ab, sondern wird von Wald und Buschwerk, vor allem von dem reichen Wurzelgeflechte desselben wie von einem Schwamme aufgesaugt und festgehalten, während das auf waldfreie Gebiete gefallene Regenwasser rasch und plötzlich abrinnt. Die Ausrottung des Waldes hat also stets zur Folge, dass die Schwankungen im Wasserstande der Flüsse heftiger, die Flüsse selbst aus dauernden Wasserläufen mehr und mehr in periodische verwandelt werden. Daraus erklären sich die Klagen über Wasserschäden, welche neuerdings in vielen Theilen Europa's laut geworden sind, seitdem ausgedehnte Gebirgswaldungen ein Opfer gewinnsüchtiger Speculation geworden sind.

Aber der Wald erweist sich auch insofern einer gleichmässigen und steten Wasserabfuhr dienstbar, als er den Verdunstungsprocess ansehnlich verzögert. Es ist dies begründet in der niedrigeren Temperatur und dem erhöhten Feuchtigkeitsgehalt der Luft in und über dem Walde, sowie darin, dass die Luftströmungen, welche den Wasserdampf entfernen und somit die Verdunstung beschleunigen, durch den mechanischen Widerstand der Bäume geschwächt werden. Auf directe Beobachtungen gestützt berechnete Ebermayer den Verlust des Bodenwassers durch Verdunstung auf einem bayerischen Tagwerk während des Sommerhalbjahres. Sie betrug

im Freien	56 011	bayerische Cubikfuss,
im Walde ohne Streudecke .	21 822	„ „
im Walde mit Streudecke .	8 579	„ „

Bei völliger Entwaldung giebt also ein bayerisches Tagwerk unter sonst gleichen Voraussetzungen um 47 432 bayerische Cubikfuss Wasser mehr an die Luft ab als vor der Entwaldung.

Ein richtiges Bild von der Bedeutung des Waldes und der Streudecke für den Wasserreichthum einer Gegend erlangt man durch folgenden Calcül Ebermayer's. Nehmen wir die bestockte Gesammtwaldfläche des Spessart zu 100 000 bayerischen Tagwerken an, so würde nach gänzlicher Abholzung der Boden durch Verdunstung im Sommerhalbjahr in Summa um 4743,2 Millionen bayerische Cubikfuss Wasser mehr verlieren als jetzt. Da in Aschaffenburg der Main bei mittlerem Wasserstande (0 Pegel) 3050 bayerische Cubikfuss Wasser in der Secunde liefert, so genügt die obige Wassermenge, welche nach der Entholzung des Spessart aus dem Boden verdunsten würde, zur Zeit aber durch Wald und Streudecke dem Boden erhalten bleibt, den Main 18 Tage lang bei 0 Pegelhöhe und gleicher Geschwindigkeit zu speisen. Würde man der bewaldeten Fläche des Spessart bloss die Streudecke entziehen, so wäre damit ein Wasserverlust von 1324,3 Millionen bayerische Cubikfuss verbunden; eine solche Wassermenge aber würde hinreichen, den Main bei mittlerem Wasserstande 5 Tage lang zu füllen. Wo also auf den Gebirgen die Waldungen geschützt werden, da sprudeln die Quellen immer in gewohnter Frische; die Flüsse trocknen nicht aus, und der Tieflandbauer kann stets auf die fernen Berge als auf die Wasserreservoirs seiner Ackerfläche rechnen. Das Fortbestehen unserer Wälder wird darum in Zukunft eine Hauptsorge der Regierungen sein müssen, wenn nicht die schweren Schäden, welche die Entwaldung bereits in einigen Ländern hervorgerufen hat, in weitere Kreise getragen werden sollen.

Waldland, Steppe, Wüste, — sie sind in erster Linie Ausdruck für die grössere oder geringere Menge des örtlich fallenden Regens. Dieselbe bedingt zunächst den Vegetationscharakter, mit ihm zugleich auch den Charakter der Thierwelt, vor allem aber die menschliche Culturgeschichte der Länder. Wo wenig Regen fällt, da erstrecken sich Hunderte von Meilen weit menschenleere Wüsten; wo er reichlich und in Fülle strömt, da bildet sich bald ein volkreicher Staat neben dem andern; die Axt bewältigt den Urwald, und der Pflug durchbricht den ehemaligen Waldboden. Die Wettergesetze haben daher nicht bloss einen Einfluss auf die Beschaffenheit nationaler Gewohnheiten; sie bestimmen nicht bloss theilweise das Temperament eines ganzen Volkes, sondern sie bedingen selbst die Existenz der Völker und ihrer Staaten.

Mustern wir die Erdtheile in Hinsicht auf ihre grössere oder geringere natürliche Befähigung, dem organischen Leben eine höhere Entfaltung zu verleihen, so belehrt uns schon der erste Blick, um wieviel günstiger die beiden westlichen Zwillings-Erdinseln im Vergleich zu der Alten Welt gestaltet sind. Schlank, ja stellenweise zart gegliedert, konnten sich bei der Nähe der Oceane auf beiden keine wahren Wüsten entwickeln. Es giebt in Amerika nur zwei Wüsten, die diesen Namen verdienen: das salzige Hochland Utah, emporgehoben zwischen zwei Kämmen der Felsengebirge, welche an ihren pacifischen und atlantischen Abhängen allen Wasserdunst den Luftströmungen entziehen, so dass sie nur trocken darüber streichen, und die bolivianische Wüste Atacama, in welcher die beständig wehenden kühlen Winde aus dem Gebiet des kalten Peruanischen Stromes wegen ihres relativ geringen Feuchtigkeitsgehaltes nur selten Regen bringen (s. S. 264 f.). Und doch fand Philippi dort Akazienhaine, Weinbau und die leeren Betten von Wildwassern, die in Jahrzehnten etwa einmal mit reissenden Fluthen sich stundenlang füllen.

Es ist aber viel weniger das günstige Verhältniss zwischen Oberfläche und Küstenentwicklung oder die halbinselartige Gestalt der Neuen Welt, welche ihr eine reichlichere Benetzung zuführt, sondern die Stellung ihrer grossen Axe von Nord nach Süd, also quer zur Drehungsrichtung des Planeten, wie umgekehrt die ungleich grössere Trockenheit der Alten Welt nur theilweise die Folge der grösseren Länderräume, der Hauptsache nach aber dem Umstand zuzuschreiben ist, dass ihre Massenausdehnung auf der nördlichen Halbkugel von West nach Ost, also parallel zur Drehungsrichtung des Planeten sich erstreckt; vor allem ist der trostlose Wüstengürtel, der sich über ganz Nordafrika vom atlantischen Saume bis zum Rothen Meere ausbreitet, nichts anderes als das Rinnsal der Nordostpassatwinde.

Die Neue Welt ist aber nicht bloss durch ihre ebene Gliederung, sondern ausserordentlich auch durch ihren senkrechten Bau bevorzugt worden. Auf dem nördlichen wie auf dem südlichen Festlande wiederholen sich fast monoton dieselben plastischen Züge im Grossen. An den atlantischen Rändern, also auf der Windseite der Passate, liegen nur niedere Bodenschwellen, welche die atlantischen Luftströmungen übersteigen können, ohne viel von ihrem Wasserdampf zu verlieren, der vielmehr ganz im meteorologischen Hintergrund der Festlande und bereits in der Nähe des jenseitigen Oceans an den Cordilleren und Felsengebirgen völlig abgesetzt wird, so dass solche Ströme wie der Mississippi, Amazonas und die La-Plata-Geschwister sich zu entwickeln vermögen. Um die Wohlthat dieser plastischen Anordnung recht lebhaft zu empfinden, brauchen wir uns nur vorzustellen, die Erde drehe sich

von Ost nach West. Dann würden die Passatwinde, in Westwinde umgewandelt, statt vom Atlantischen Ocean vom Stillen Meere Dunstmassen aufsaugen, die sie aber an dem hohen Küstenkamm der Cordilleren beinahe vollständig absetzen müssten. Zwar würde das schmale Küstengestade Peru's und die Wüste Atacama, wo jetzt kein Regen fällt, sondern nur Nebel sechs Monate lang schweben, von lauter kurzen schäumenden Wildwassern gefurcht und noch reichlicher genässt werden als die Malabarseite Indien's am Fusse der Ghats zur Zeit des Regenmonsuns. Hinter den Cordilleren stürzte aber der Passat dann als heisser, vertrocknender Föhn herab, und statt dem Waldlande Peru's, Bolivien's und des brasilianischen Matto Grosso würde sich eine Sahara ausbreiten.

Der hypothetische Fall, den wir hier schildern, ist in der Natur wirklich vorhanden. Australien's Höhenrand richtet sich auf der Windseite des Festlandes empor; vor allem müssen die sommerlichen Nordostwinde, die Hauptregenwinde jener Gebiete, an diesen Wänden hinaufsteigen, so dass sie schon einen Theil ihrer Dunstmassen verlieren, bevor sie in das Innere fortschreiten. Hart am Rande der Küstenstufe beginnen daher dort schon die Steppen. Erst sind es sättigende Weiden (Darling Downs); dann werden sie dürrer und dürrer. Der Kern des Festlandes erhitzt durch Ansstrahlung die Luft, und der Rest der hergeführten Dünste kann daher nicht zur Verdichtung gelangen. In den Tagebüchern der Entdecker, die durch den australischen Continent zogen, kehrt die Beobachtung wieder, dass die Schmachtenden den Himmel sich bewölken sehen, dass sie jeden Augenblick erwarten, jetzt müsse Regen fallen, und dass sie immer und immer wieder getäuscht werden; denn die Wolken ziehen vorüber, ohne den schon sichtbar gewordenen Wasserdampf bis zur Tropfbarkeit zu verdichten. Da nämlich die Strahlung des erhitzten Bodens die Luftwärme steigert, so wird der Sättigungspunkt der Atmosphäre gehoben, und die bereits sichtbaren Wasserdünste werden wieder auf's Neue zur Gasform aufgelockert. Als traurige Folge davon besitzt Australien nur Küstenflüsse oder periodische Binnengewässer und wird, obgleich es auf Erdkarten doch nur als grosse Insel erscheint, im Kern von Wüsten ausgefüllt wie ein geräumiger Continent. Wie beglückt würde dagegen dieser Planetenraum sein, wenn seinen Westrand ein Cordillerenzug einschlösse, oder wenn von West nach Ost ein Himalaya aufgestiegen wäre, an dessen Abhängen ein eingesogener Monsun die Wasser zur Bildung eines Ganges herbeitrüge!

Die Begünstigungen für die Lebensregungen in Gestalt von Pflanze und Thier sind daher höchst parteiisch auf dem Festen vertheilt. Australien zumal, afrikanischer selbst als Afrika, ist vorzugsweise das

Wüsten- und Steppenland der Erde. Selbst Afrika erscheint daneben noch bevorzugt, einmal weil es nicht so ausschliesslich in dem gefährlichen Passatgürtel, sondern mit beträchtlichen Räumen in der Zone der tropischen Regen liegt, dann aber auch weil sein Nordrand bereits von dem rücklaufenden Passat mit den Winterregen benetzt wird. Innerhalb seiner tropischen Räume sehen wir zwei Culturströme ersten Ranges: Nil und Niger, und ein paar andere zweiten Ranges: Zaire (Congo) und Zambesi, entstehen. Sie reichen zwar nicht aus für ein solches Länderungethüm; immerhin aber bringen sie mehr Segen als die Flüsse Australien's, und daher steht auch der Neger des Sudan höher als der Australier, und daher finden wir sogar dort eine geweihte Stätte menschlischer Gesittung am unteren Laufe des Nil's. Afrika kann man daher füglich als das Land der Wüsten, Steppen und der tropischen Wälder bezeichnen.

Höher erhebt sich die Gliederung Asien's, theils weil es sich im Norden in das Gebiet des „Regens zu allen Jahreszeiten" ausbreitet, theils weil sein Südrand den Wendekreis nur mit günstig hervortretenden Halbinseln überschreitet. Die vorherrschend ostwestliche Richtung seiner Südküste gegenüber dem kühleren Indischen Ocean unterbricht sechs Monate lang das Wehen des continentalen Passatwindes und bewirkt im Innern der erhitzten Ländermasse einen aufsteigenden Luftstrom, in dessen Lücken sich ein regenbringender Südwest-Monsun hineinstürzt, dessen Wasserdünste von den querliegenden Gebirgsmauern aufgefangen werden, so dass die Wüsten in Asien nur auf einen nach Osten verengerten centralen Streifen eingeschränkt bleiben. Asien ist meteorologisch nicht der begünstigtste Erdraum, aber derjenige, wo die meisten Gegensätze sich begegnen. Wald, Steppe und Wüste sind so vielfältig vertheilt, gebrochen und selbst wieder gegliedert, dass keines den Welttheil einförmig beherrscht. Es ist kein Wald- und Steppenland wie Amerika, sondern es ist auch mit Wüsten heimgesucht; aber gerade darum ist es an Manigfaltigkeit der Erscheinungen der Neuen Welt überlegen. Es wird von keinem Mississippi, keinem Amazonas durchzogen; aber es hat doch Culturströme, wie Indus, Ganges, Yan-tse-kiang und Hoang-ho. Auf seinen Räumen bildeten sich Jagd-, Räuber-, Hirten-, Ackerbau- und seefahrende Völker. Es besass daher in seinem Schosse Culturgegensätze, die in Reibung mit einander gerathen mussten. Durch Reibung und Mischung allein gelangen aber die menschlichen Gesellschaften stufenweise zu höherer Gesittung.

Europa ist unter die Welttheile gekommen wie Pilatus in das Credo zu einer Zeit, wo die alte Erdkunde nichts kannte als die Grenzländer des Mittelmeerbeckens. Lässt man aber Europa aus Courtoisie als Welttheil noch fortbestehen, so geniesst es den hohen Vorzug,

wesentlich ein Waldland zu sein. Gegenwärtig freilich hat die Cultur alle Schatten verjagt, und Kornhalme nicken, wo einst Wipfel Dunkel verbreiteten. Die vergleichende Erdkunde betrachtet aber nicht die künstlich erschaffene Gegenwart, sondern die ursprüngliche Naturanlage, der zufolge in Europa allenthalben Wald gediehen ist und morgen, wenn der Mensch abzöge, wieder gedeihen könnte, mit Ausnahme der Hochlande in Spanien, der gegenwärtigen Triften der Merinoheerden, der Pussten Ungarn's und der Steppen des scythischen Russland's. Sonst sehen wir uns vergebens nach Steppen um[1]).

Wie oft beklagen wir uns über das schlechte Wetter! Schlechtes Wetter ist aber ein wandelbarer Begriff. Im tropischen Afrika, wo die Regen periodisch sind und die Kunst der Regenzauberer in Blüthe steht, heisst reichlicher Regen gutes Wetter. Bei uns hingegen würde einer, welcher Regenwetter herbeizauberte, wahrscheinlich den Zorn eines grossen Theils der Bevölkerung auf sich laden, namentlich wenn er seine Kunststücke an Tagen probirte, an denen Wettrennen, Truppeneinzüge oder Illuminationen stattfinden. Wie sehr bei den Südländern der Regen geschätzt und gepriesen wird, dafür lassen sich zahlreiche Belege anführen. Im Rigveda tritt Traitana als eine der göttlichen Mächte auf, welche das Firmament beherrschen, die Finsterniss zerstören und Regen senden, oder, wie die Dichter der Vedas sich ausdrücken pflegen, die Kühe befreien und die Dämonen erschlagen, durch welche sie geraubt worden sind. Diese Kühe gehen stets dem Himmel entlang, einige dunkel, andere hellfarbig. Brüllend ziehen sie über ihre Weide, werden von den Winden zusammengetrieben und von den glänzenden Strahlen der Sonne gemolken; sie lassen aus ihren schweren Eutern befruchtende Milch auf die versengte, dürstende Erde niederträufeln. Werden jene Kühe zu lange von den Räubern gefangen gehalten, so bringt der fromme Verehrer dem Gotte Indra sein Gebet, und Indra erhebt sich, die Kühe zurückzuerobern. Auch den Arabern ist der Regen etwas Göttliches; sie nennen ihn in ihrer sprachlichen Plastik nuzúhl er-rahme, d. h. das Herabsteigen der Gnade[2]). Wenn

[1]) Missbräuchlich rechnet man die kryptogamische Filzbekleidung des Samojedenlandes, die Tundren, und die Haiden im germanischen und sarmatischen Norden unter die Steppen. Beide gehören aber einer ganz anderen Classe von Naturerscheinungen an, namentlich wenn man nicht übersieht, dass, wie Bode beobachtet hat, die Ericeen nicht so weit nach Süden reichen und sich der Steppe nicht so weit nähern als die Laubhölzer, weil sie noch mehr Feuchtigkeit erheischen als diese. Die Tundren aber, welche fast das ganze Jahr hindurch von einer Schneehülle überdeckt sind und nur im Sommer zu einem kurzen Leben erwachen, entstehen durch Uebermass von Feuchtigkeit (Mangel an Evaporation) und ungenügende Luft- und Bodenwärme.

[2]) Heinrich Stephan, Das heutige Aegypten. Leipzig 1872. S. 15.

Berbern oder Araber aus Algier Frankreich betreten und den Rhône erblicken, das erste vollströmende Süsswasser, kann man sie stundenlang auf den Brücken in die Fluthen hinabstarren sehen. In ihrer Heimath wird für süsses Wasser Pacht und schweres Geld gezahlt; in Europa rinnt das hohe Gut ungenützt dem Meere zu. v. Schack hat in seiner Kunstgeschichte der spanischen Araber fein herausgefühlt, dass die Springbrunnen, eine nie fehlende Zierde saracenischer Bauwerke, dem asiatischen Künstler unentbehrlich waren; denn das Plätschern des Wassers ist die süsseste Musik für das Ohr der Wüstensöhne.

Seinem „schlechten Wetter“ hat Nordeuropa zu verdanken, dass es der Sitz der höchsten Gesittung wurde, als seine Zeit reifte, wo eine erhöhte Cultur aus der Zone der periodischen Regen in den Gürtel der Regen zu allen Jahreszeiten hinübertreten konnte. Wem diese Beziehung zwischen den unperiodischen Niederschlägen und der Civilisation zu gewagt erscheint, den erinnern wir an China. In China hat sich eine hohe Gesittung ganz unabhängig und ohne Bereicherung durch fremde Kenntnisse entwickelt. Sie erregte im 8. Jahrhundert das Staunen der vielgereisten Araber, deren Bildung damals alles übertraf, was das Abendland ihnen zur Seite setzen konnte, wenigstens was das Reich Karl's des Grossen oder Byzanz ihnen zur Seite gesetzt hat. China ist geographisch nicht sehr günstig gelegen; denn es ist abgesondert von dem übrigen Asien, und abgesondert hat es sich entwickeln müssen; aber seine hohe Civilisation hätte sich nicht zu entfalten vermocht, wenn es nicht, obgleich sein Gebiet der geographischen Breite nach in die Zone der Winterregen, also der regenlosen Sommer, hätte fallen sollen, dennoch, einer Störung der meteorologischen Ordnung zufolge, Sommerregen, also die Wohlthaten der Zone des Regens zu allen Jahreszeiten, mit einer südlicheren Lage verknüpft hätte.

Es ist nicht seine Halbinselnatur allein, welche Europa auszeichnet, sondern es gesellen sich dazu die Vorzüge seiner mathematischen Lage, so dass es mit seinem Norden in den Gürtel der Regen zu allen Jahreszeiten, mit seinem Süden bereits in den Gürtel der Winterregen hineintaucht und auf seinem schmalen Rücken zwei ganz verschiedene Naturen sich begegnen: die der gemässigten und die der subtropischen Zone. So finden wir in Nordeuropa Wiesenbau und Viehzucht, im Süden den Oelbaum, im Norden Wälder von Nadelhölzern und laubwerfenden Bäumen, im Süden immergrünende Haine, im Norden Korn- und Weizenbau, im Süden bereits künstliche Reissümpfe, im Norden Reviere von Kern- und Steinobst, im Süden Citruswäldchen mit goldglühenden Früchten. Welche anregenden Gegensätze auf den Abhängen einer schmalen Halbinsel! Nirgends auf dem Erdboden folgen von Nord nach Süd die vegetabilischen Erzeugnisse rascher auf einander als in

Mittel- und Südeuropa. Eine bedeutende Verschiedenheit in den Erzeugnissen zusammengrenzender Länder aber belebt den Handel und vermehrt die Industrie der ackerbautreibenden Völker [1]). Die Vortheile dieser mathematischen Lage wird niemand mehr übersehen, der die Folgen zu überblicken vermag, wenn das Mittelmeer so weit gegen Norden gerückt wurde, dass die herakleischen Säulen unter die gleiche Breite wie Calais und Dover fielen. Nordeuropa würde dann für das organische Leben eine ganz ungastliche Stätte geworden sein.

Wenn unser Abendland stolz ist auf seine Erkenntnisse und Wissensschätze, seine Allgegenwart auf allen Meeren und an allen Küsten der Erde, seine Beherrschung der Naturkräfte, seine Künste und Gewerbe, seine Schulen und seine Jugenderziehung, so sollte es beständig erinnert werden, dass nicht alles ein Verdienst der Abendländer ist. Wohl darf man das Dasein gesitteter Gesellschaften als eine Schöpfung gewisser Völker und Zeiten betrachten, wenn man nur nie vergisst, welcher Antheil davon der helfenden Hand der Natur zukommt. Hätten die Arier an den Inseln der nordwestlichen Durchfahrt gesessen, sie würden wahrscheinlich in Schneehütten wohnen, in Seehundsfelle sich nähen und an den Luftlöchern im Eise mit Harpunen auf Walrosse lauern. In beständigem Kampfe gegen den Hunger, bei unablässiger Ermüdung durch die Jagd wäre ihnen keine Zeit geblieben, religiöse Hymnen zu dichten und ihre Sprache auf das feinste zu zergliedern.

Selbst Gesellschaftszustände erscheinen abhängig von der Natur der Erdräume, denen sie angehören. Wo wir Wüsten finden, da hausen auch Räubervölker. In der Sahara sind es die Tuareg, in Arabien die Bedawin, im turanischen Sandmeere die Turkmenen, in der Kirgisensteppe vor ihrer Bezähmung die drei Horden. Auf der Gobi hausten seit dem 6. Jahrhundert die Tu-kiu, die den Kaisern der Sui- und Thang-Dynastie so viele Sorge machten. Aber längst vor den Tu-kiu müssen andere „Barbaren“ von dort aus die Ruhe des himmlischen Reiches bedroht haben; denn schon der Kaiser Thsin-Schi-Hoang-ti (214—204 v. Chr.) erbaute zum Schutze gegen Räuber die grosse Mauer. Solche Mauerbauten finden wir noch an anderen Orten, stets [2]) aber dort aufgerichtet, wo besser bewässerte Landstriche an Wüsten grenzen. So sah Vámbéry auf der turkmenischen Landenge einen solchen verlassenen Wall, dessen Erbauer völlig unbekannt sind. Wenn sich ehemals im Abendlande die Alterthumskenner aus der Schlinge zogen mit der Regel „aut Caesar aut Diabolus“, so wird in Asien, soweit der

[1]) A. v. Humboldt, Kleinere Schriften. Stuttgart und Tübingen 1853. Bd. I, S. 238.

[2]) Eine Ausnahme sind jedoch die beiden „Pictenwälle“, welche die Römer an den Grenzen Schottland's erbauten.

Islam verbreitet worden ist, dem Teufel oder Alexander dem Grossen (Iskender) jedes Mauerwerk unbekannter Entstehung zugeschrieben. Es giebt der Alexanderwälle mehrere in Asien; der berühmteste aber zum Schutze gegen die Wolgasteppen ist das eiserne Thor bei Derbend, wo der Kaukasus hart an das Kaspische Meer tritt. In der Nähe der unteren Donau wird jede Völkermauer oder jeder Schutz vor der Steppe ein Trajanswall genannt, und selbst in Podolien zwischen Dnjestr und Sbrucz liegen die Trümmer einer Mauer, die zwar nach Trajan benannt, aber nach Schafarik nichts mit diesem Kaiser zu schaffen hat.

Selbst in Amerika wiederholen sich ähnliche gesellschaftliche Erscheinungen; denn die schlimmsten Raubvögel unter den Rothhäuten, die Comanchen und Apachen, durchstreifen die trockensten Stellen des nördlichen Continents: Neu-Mexico, den Llano estacado, Chihuahua, Arizona, Sonora und das Gilathal. Im Süden aber machen sich die Raubgeschwader berittener Patagonier gefürchtet, und es bedürfte nur eines geringen Zusatzes von Verwilderung, dass der Raubinstinct aller Steppenvölker die Llaneros Venezuela's oder die Gauchos der Pampas in Turkmenen verwandelte.

Sehr nahe liegt der Grund, warum die Wüste zu allen Zeiten Räuber grossgezogen hat [1]). Es sind nicht bloss die Abhärtungen und Entbehrungen, die sie ihren Bewohnern auferlegt, und nicht bloss die Versuchung, in welche diese versetzt werden, wenn rings um sie herum grüne Weide liegt, sondern die beinahe völlige Straflosigkeit, womit ein Raub verübt werden kann, wenn er nur rasch sich ausführen lässt. Hat der Räuber mit seiner Beute die Wüste erreicht, dann ist er geborgen wie hinter Wall und Graben. Sein geübtes Auge allein entdeckt unter Sand und Dünen den richtigen Pfad; er allein kennt den nächsten Wasserplatz. Einzeln ist er jedem Verfolger überlegen, wie der Horatier den Curiatiern, und mit Uebermacht kann man ihn nicht verfolgen; denn wo schon wenige verschmachten, da verschmachten Tausende um so viel rascher. Das haben alle erfahren, die das Unmögliche versuchten seit Darius' Feldzuge gegen die Sythen bis auf die Perser, die 1851 den Turkmenen Merw entrissen, um dort zu verhungern.

Nichts auf Erden ist der Verbreitung des organischen Lebens feindlicher als die Wüste. Wir brauchen nur Thier- und Pflanzenkarten zu betrachten, so begegnen wir immer jenseits der Wüsten oder Steppen einer veränderten Welt der Organismen. Die Wüsten waren auch bisher die grössten Hindernisse der Culturverbreitung. Die Gobi allein

[1]) Eine glänzende Bestätigung des Gesagten bringt Hepworth Dixon, Das heilige Land. Jena 1870. S. 163.

trägt die Schuld, dass sich erst so spät zwischen China und dem Abendland ein Verkehr entwickelte und dass so oft die dünnen Fäden wieder rissen, eben weil sich zu den Beschwerden des Wüstenverkehrs auch die Räubergefahr gesellte. Der grösste Flächenraum des unbekannten Landes liegt noch heutigen Tages in Afrika. Wenn der Neger sich nur zu einer sehr niedrigen gesellschaftlichen Stufe erhoben hat, so braucht man zu seiner Rechtfertigung nur die schwerfälligen Umrisse Afrika's und den Mangel einer genügenden Aufschliessung durch Ströme zu beachten. Zu der ungünstigen ebenen Gliederung Afrika's trat aber als mächtiges Hinderniss noch der Wüstengürtel im Norden. Alle Einströmungen fremder Völker, welche die Geschichte Afrika's kennt, bewegten sich nur längs dem mediterraneischen Saume. Die Sahara hat sich den Völkerwanderungen so gut widersetzt wie den Pflanzenwanderungen. So innig hängt die Entwicklung der gesitteten Gesellschaften mit der ungleichen Vertheilung von Wind und Wasser zusammen.

II. Die Abhängigkeit der Gewächse von Standort und Klima.

Jeder grössere Länderraum besitzt eine Anzahl ihm eigenthümlicher Pflanzen; andrerseits aber beherbergt fast jeder auch einige Gattungen, welche keinem grösseren Erdgebiete fehlen. Solche kosmopolitische Gattungen sind: Senecio (Kreuzkraut), das verbreitetste Genus unter allen, ferner auch Solanum (Nachtschatten), Panicum (Hirse), Carex (Riedgras), Euphorbia (Wolfsmilch) u. a. Bei Erwägung jenes Gegensatzes drängt sich unwillkürlich die Frage auf: Wodurch ist die Verbreitung der einzelnen Gewächse bedingt?

In gewissen Fällen, aber wohl nicht so häufig, als man gewöhnlich annimmt, kommt die chemische Zusammensetzung des Bodens hierbei in Betracht. Am meisten tritt eine derartige Abhängigkeit bei den Salzpflanzen (Halophyten) hervor. Sie finden sich namentlich in denjenigen Theilen der Wüsten und Steppen, welche durch einen reichlichen Gehalt an Salz (Chlornatrium oder Gyps) ausgezeichnet sind, insbesondere in muldenartigen Vertiefungen und an den Rändern der Salzseen. Zu den Salzpflanzen gehören vor allem die gesellig wachsenden Salicornien (Glasschmalz), Chenopodien (Gänsefuss), Atriplex- (Melde) und Salsola-Arten (Salzkraut), welche fleckweise den lettigen oder sandigen Boden überziehen. Sie haben meist kleine, unansehnliche Blüthen und verleihen den von ihnen bedeckten Flächen eine eintönige graugrüne, im Herbste röthliche Färbung. Da die Salzpflanzen in allen Theilen eine kleine Quantität Salz zeigen, so scheint der Salzgehalt des Bodens nicht nur keine nachtheilige Wirkung auf sie auszuüben, sondern vielmehr zu ihrer Entwicklung nothwendig zu sein.

Andere Pflanzen äussern eine besondere Vorliebe für metallische Standörter, besonders für Galmeiboden, so Viola lutea calaminaris (Galmeiveilchen), Thlaspi alpestre (Voralpen-Hellerkraut), Armeria vulgaris (Grasnelke), Festuca duriuscula (Schafschwingel) und Silene inflata (Taubenkropf-Silene), deren Asche oft mehrere Procent Zinkoxyd aufweist. Das Galmeiveilchen ist dem Bergmann ein sicheres Merkmal

für das Vorhandensein einer Galmeilagerstätte. Auf den Wiesen und Haiden, welche sich über einer solchen ausbreiten, sprosst es überall in üppiger Fülle hervor. Besonders interessant ist Alsine verna (Frühlings-Miere), welche auf dem galmeihaltigen Boden zu Moresnet bei Aachen häufig angetroffen wird, sonst aber stets nur auf kupferhaltigen Erzen vorkommt [1]). Höchst auffallend ist es ferner, dass die gewimperte Alpenrose nur Kalkgebirge, die rostfarbige Alpenrose aber hauptsächlich Schiefergebirge bewohnt [2]). Lediglich auf Kalkboden beschränkt sind: Arabis coerulea, Draba aizoides, Erica carnea, Cypripedium calceolus, und dem Schiefergebirge gehören ausschliesslich an: Androsace glacialis, Azalea procumbens, Chrysanthemum alpinum, Sesleria disticha. Eine grosse Neigung für Kieselerden offenbaren die Kastanie, der rothe Fingerhut (Digitalis purpurea), der Färbeginster (Genista tinctoria); andere wieder, wie die stinkende Nieswurz (Helleborus foetidus), die gemeine Schwalbenwurz (Asclepias vincetoxicum), der grosse Enzian (Gentiana germanica), ziehen Kalkboden vor.

Indessen hat man wohl vielfach den Einfluss überschätzt, welchen die chemische Mischung des Bodens auf das Pflanzenleben ausübt. Alphonse de Candolle ist durch Zusammenfassung zahlreicher partieller Arbeiten zu dem Ergebniss gelangt, dass Gewächse, welche in einem Lande nur in bestimmter Erde wachsen, anderwärts auf einem seinen mineralischen Stoffen nach durchaus verschiedenen Boden gefunden werden und dass mehr die physische Beschaffenheit des Bodens als seine chemische Mischung die entscheidende Bedingung für den Standort mancher Pflanzen ist. Viele derselben, welche in einem Lande nur auf einem gewissen Boden wachsen, gedeihen anderwärts auf einem seinen Eigenschaften nach ähnlichen, seinen mineralogischen Stoffen nach aber verschiedenen Boden. Von 45 Pflanzenarten, welche Mohl nur auf kieseligen Erdarten in der Schweiz und in Oesterreich wahrnahm, wurden denselben 19 in anderen Klimaten untreu. Ebenso traf man von 67 dem Kalkstein eigenthümlichen Species der Schweiz 36 ausserhalb der Schweiz auf Bodenarten ohne kohlensauren Kalk. Von 43 Arten, welche Wahlenberg in den Karpathen nur auf Kalkfelsen beobachtete, sah er 22 auf krystallinischem Gestein in der Schweiz und in Lappland wieder. Und so würden sich sicher durch weitere Untersuchungen viele jener ausschliesslichen Arten noch vermindern [3]).

[1]) Aus einem Vortrag von Freytag, gehalten am 7. März 1870 in einer Sitzung der Niederrheinischen Gesellschaft zu Bonn. Ausland 1870, S. 695.

[2]) H. W. Reichardt: „Ueber die Alpenrose“ im Jahrbuch des österreichischen Alpenvereines. Bd. III (1867), S. 371.

[3]) Charles Martins, Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1868. Bd. I, S. 42—45.

Da der Boden (namentlich die durch Verwitterung entstandene Ackerkrume) meist aus den verschiedensten mineralischen Stoffen zusammengesetzt ist, so genügt er fast stets den Bedürfnissen der verschiedenartigsten Pflanzen, falls er nur im übrigen diejenigen physikalischen Eigenschaften besitzt, welche ihn zur Ernährung organischen Lebens überhaupt befähigen.

Viel wichtiger als die Art der geognostischen Unterlage ist für das Pflanzenleben ein genügendes Maas von Feuchtigkeit, Licht und Wärme. Die Bedeutung der ersteren ist bereits in dem vorhergehenden Abschnitte hinreichend gewürdigt worden. Das Licht ist es, unter dessen Mitwirkung erst die Pflanze die Kohlensäure der Luft direct zu zerlegen, den Sauerstoff auszuscheiden und den Kohlenstoff zu organischen Verbindungen zu benützen vermag, wobei sich das Blattgrün (Chlorophyll) entwickelt. Darum streben auch die Pflanzen nach dem Lichte und verkümmern, wenn ihnen dasselbe entzogen wird. Ist nun auch für das Bestehen des individuellen Pflanzenorganismus das Licht unentbehrlich, so kommt es doch bei der geographischen Verbreitung der Gewächse gar nicht in Betracht, weil alle Punkte der Erdoberfläche im Laufe eines Jahres eine für die Entfaltung der Pflanzen hinreichende Menge Licht empfangen; denn die Pole, wo die Sonne monatelang über dem Horizonte weilt, erhalten ebenso lange Licht wie irgend welche Punkte am Aequator, wo in fortdauernd harmonischem Wechsel einem 12stündigen Tage stets eine ebenso lange Nacht folgt. Demnach ist der Mangel an Licht nirgends ein Hinderniss für die Verbreitung der Gewächse. Um so mehr gilt dies jedoch von dem dritten der oben genannten Factoren: von der Wärme.

Jede Pflanze bedarf zum Keimen, dann zum Wachsen, zum Blühen, zur Reife ihrer Samen eine bestimmte Quantität Wärme. Als Mass für dieselbe ist nicht etwa einfach die mittlere Jahreswärme desjenigen Ortes anzusehen, an welchem die betreffende Pflanze gedeiht; denn dieses Wärmemittel ist der Quotient aus Sommer- und Winter-, aus Tag- und Nachttemperaturen. Es ist aber nur die Wärme während der Periode des Wachsthums zu berücksichtigen. Um daher einen mathematischen Ausdruck für die Temperaturerfordernisse der Gewächse zu gewinnen, hat Boussingault[1]) die Mittelwärme der Vegetationszeiten in den Hochgebirgsgebieten des äquatorialen Amerika und des mittleren Europa mit der Zahl der Tage multiplicirt, die zwischen der Saat und der Ernte unserer Feldfrüchte liegen. Auf diesem Wege gelangte er durch Beobachtung zu folgenden Ergebnissen für die Gerste:

[1]) Économie rurale. Paris 1844. Tome II, p. 659 sq.

Ort der Cultur.	Dauer der Cultur von der Saat bis zur Ernte.	Mittlere Temperatur während dieser Zeit.	Summe der Wärmeeinheiten.
Bechelbronn (Elsass) . . .	92 Tage	19° C.	1748° C.
Cumbal (unter dem Aequator)	168 „	10,7° C.	1798° C.
Santa Fé de Bogotá . . .	122 „	14,7° C.	1793° C.
Reval (Esthland)	90 „	14,37° C.	1288° C.
Upsala	114 „	13,94° C.	1589° C.
Regensburg	88 „	17,14° C.	1509° C.

Diese Resultate weichen ausserordentlich von einander ab. Offenbar ist die Boussingault'sche Berechnungsmethode nicht ohne Fehler; denn wenn die Gerste in Esthland nur 1288 Wärmeeinheiten braucht, wie kann sie am Aequator bei Cumbal und Bogotá 1798 oder 1793 Einheiten nöthig haben? In Reval soll sie bei 14,37° C. nur 90, in Bogotá bei fast gleicher, ja höherer Temperatur (14,7° C.) 122 Tage bedürfen? Der Fehler ist darin zu suchen, dass in dem obigen Falle bei Ermittelung der durchschnittlichen Tageswärme Tages- und Nachttemperatur in Berechnung gebracht worden sind; die Nachtstunden aber müssen hierbei ganz ausgesondert werden. Da die Pflanze in noch viel höherem Masse als das Thier im ganzen Verlaufe ihres Lebensprocesses vom Einflusse des Lichtes abhängig ist, so ist die Nacht für die Pflanze in viel ausgedehnterem Sinne als für das Thier eine Zeit der Vegetationsruhe; dies geht schon daraus hervor, dass die Wärme, welche doch die anregende Kraft für den chemischen Stoffwechsel ist, während der Nacht von der Pflanze nicht aufgenommen wird. Die Pflanze hat nämlich des Nachts eine höhere Eigenwärme als die Luft und verliert an letztere einen Theil dieser Wärme. Da sie nun nicht bloss keine Wärme empfängt, sondern sogar noch Verluste erleidet, so darf die Temperatur der Nachtstunden als für die Vegetation nutzlos bei der Berechnung der Wärmesummen keine Berücksichtigung erfahren; vielmehr kommen hierbei allein die Temperaturen der Tagesstunden in Betracht [1]).

Es ist nun ganz klar, weshalb unter den Tropen, wo zur Vegetationszeit der Tag nur 12 Stunden dauert, eine gleiche Anzahl von Tagen selbst bei gleicher Temperatur sich nicht so wirksam erweist wie unter hohen Breiten, wo die Sonne während eines Tages vielleicht 18 bis 20 Stunden am Himmel steht. Um diese abweichende Länge der Tageszeit für die Rechnung wenigstens einigermassen auszugleichen,

[1]) Wilhelm Kabsch, Das Pflanzenleben der Erde. Hannover 1865. S. 53 ff.

legt Kabsch die normale Tageszeit von 12 Stunden zu Grunde und bezeichnet diesen Zeitraum zur besseren Unterscheidung dem astronomischen Tage gegenüber als Vegetationstag; demnach ist ihm auch diejenige Wärmemenge eine Wärmeeinheit, welche die mittlere Temperatur eines solchen Vegetationstages um einen Grad erhöht. So gelangte er für die Gerste zu folgenden Wärmesummen:

Ort der Cultur.	Dauer der Cultur.	Mittlere Temperatur der Vegetationstage während dieser Zeit.	Summe der Wärmeeinheiten.
Cumbal	168 Tage à 12 Stunden	14° C.	2352
Cairo	90 „ à 11½ „	23° C.	1984,9
Regensburg	88 „ à 14½ „	20° C.	2134
Halle	93 „ à 15 „	17,5° C.	1975,4
Christiania	55 „ à 18 „	21° C.	1731,5

Die Differenzen sind freilich auch bei dieser Methode noch immer sehr gross (die Extreme verhalten sich wie 1731,5 : 2352 oder annähernd wie 3 : 4); doch entfernen sie sich nicht soweit von einander wie die Resultate der Boussingault'schen Berechnung. Eine völlige Uebereinstimmung jener Zahlenwerthe darf schon deshalb nicht erwartet werden, weil dabei die Feuchtigkeit und die Qualität des Bodens (besonders in Hinsicht auf seine Kraft, die Sonnenstrahlen zu absorbiren) ganz ausser Acht geblieben sind. Vor allem ist bei den obigen Berechnungen noch ein wichtiger Punkt übersehen worden. Man hat nämlich stets Temperaturbeobachtungen benützt, welche im Schatten angestellt wurden, während doch die Vegetation an allen heiteren Tagen direct von der Sonne bestrahlt wird. Schon A. v. Humboldt hatte gezeigt, dass im nordwestlichen Frankreich genug (Schatten-) Wärme zum Reifen der Trauben vorhanden sei, dass aber die fast stete Trübung des Himmels das Gedeihen der Frucht beeinträchtige.

Noch müssen wir hinzufügen, dass unter den Gewächsen klimatische Varietäten vorkommen, d. h. Pflanzen, welche ihre Entwicklung rascher vollenden als andere von derselben Art. So fand Schübeler, welcher verschiedene Varietäten der Gerste im botanischen Garten von Christiania, also unter gleichen physischen Bedingungen baute und die Variationen der Wachsthumsperiode verglich, dass dieselbe 77 bis 105 Tage umfasste. In einem Falle verkürzte sich sogar der zwischen Saat und Reife des Kornes verflossene Zeitraum bis auf 55 Tage; diese Gerstenkörner aber waren ihm von der Polargrenze der Getreidecultur, von Alten in Lappland zugesandt worden [1]). Es erklärt sich dies

[1]) Schübeler, Die Culturpflanzen Norwegen's. S. 21.

daraus, dass in einer hochnordischen Gegend nur einzelne kräftige Individuen ihre Samen völlig zur Reife bringen. Diese vererben ihre Frühreife einzelnen Exemplaren; nach und nach befestigt sich diese Eigenschaft, und so entsteht eine Varietät, deren Vegetationsperiode wesentlich kürzer ist.

Bisweilen verändern Pflanzen, welche sich nach anderen Klimaten verbreiten, ihre chemische Zusammensetzung. Nach dem Süden vermehrt sich namentlich der Stickstoffgehalt in den Cerealien. Im Norden Europa's beträgt derselbe für den Weizen 6—7, im Süden Europa's und in Algier aber 20—25 Procent. Der Waid (Isatis tinctoria) ist in südlichen Ländern viel reicher an seinem blauen Farbestoff als im nördlichen. Hanf und Flachs gewähren in Indien nur spröde, nutzlose Fasern; dafür aber liefert der indische Hanf (Cannabis indica) im Orient den bekannten Haschisch, welcher eine wunderbare Wirkung auf das Traumleben des Menschen ausübt. Ebenso würde das Opium, welches aus den unreifen Samenkapseln unseres Mohns gewonnen werden könnte, medicinisch werthlos sein. Pflanzen, welche sich durch flüchtig riechende Stoffe ätherisch öliger Natur auszeichnen, entbehren im Norden derselben. Die Rosen, aus deren Blüthenblättern man im Orient das kostbare Rosenöl bereitet, können bei uns nicht zur Herstellung dieses Parfums benützt werden. Veilchen, Lavendel, Rosmarin und andere duftende Blüthen, welche namentlich im südlichen Frankreich cultivirt werden, geben dort einen viel lieblicheren Geruch als bei uns. Selbst von Früchten gilt dies; die in unseren Gewächshäusern reifende Ananas hat nicht im entferntesten jenes vorzügliche Aroma, welches diese Frucht, obwohl wild wachsend, in der tropischen Zone darbietet. Die Hemlocktanne soll in Schottland kein Conicin entwickeln; der Mastixbaum von Chios (Pistacia Lentiscus), welcher das bekannte Mastixharz liefert, gedeiht zwar in Südfrankreich, ist dort jedoch arm an Harz; das Holz des Sassafras (Laurus sassafras) verliert, wenn der Baum in Europa angepflanzt wird, seinen Geruch; die Zuckerhirse, in Ostindien reich an Zucker, ist fast ganz ohne Zuckerstoff, wenn sie bei uns angebaut wird; der echte Eisenhut (Aconitum napellus) ist in nordischen Ländern weit weniger giftig, und der Rhabarber erzeugt in England keinen Arzneistoff.

Jede Pflanze trachtet darnach, sich zu verbreiten. Manche vermögen die Grenzen einer bestimmten Zone nicht zu überschreiten; viele jedoch suchen sich in verschiedenen Klimaten Wohnstätten; ja, einem Theile gelingt es, sich ebenso gut unter dem Himmel der Tropen wie im eisigen Norden zu behaupten. Indessen haben alle Pflanzen ihre Polargrenzen und viele zugleich Aequatorialgrenzen.

Da die Wärme nicht bloss polwärts, sondern auch mit der Höhe

über der Meeresfläche abnimmt, so besitzen die Gewächse neben ihren Polargrenzen auch Höhengrenzen, die natürlich im allgemeinen am Aequator am höchsten liegen und sich nach den Polen hin mehr und mehr senken. Wenn man sich also vertical an den Abhängen der Gebirge erhebt, so wird man erkennen, dass das Pflanzenkleid der Erde in ähnlicher Weise wechselt, wie wenn man sich vom Aequator nach den Polen begiebt; namentlich wiederholen unter den Tropen die Hochgebirge, an denen stockwerkartig die verschiedenen Klimate der Erde einander gleichsam überragen, in ihrer belebten Schöpfung die organische Welt in gedrängter Kürze und bilden so Mikrokosmen für sich.

Dass sich die Pflanzenwelt an Bergabhängen stufenartig ändert, wurde schon von Tournefort und Gundelsheimer beobachtet, als sie am 10. August 1701 den Ararat bestiegen. Sie bemerkten hierbei, dass am Abhange des Berges auf die armenische Pflanzenwelt eine südeuropäische, dann eine französische, später eine skandinavische und zuletzt in der Nähe des ewigen Schnees eine alpine Flora folgte. A. v. Humboldt mass die senkrechten Abstände der organischen Stockwerke an den Abhängen der Anden, ermittelte gleichzeitig die senkrechte Abnahme der Erwärmung und entwarf ein ideales Gemälde von den Höhengürteln der Gewächse, welches die älteste Grundlage unserer heutigen Pflanzenklimatologie wurde[1]). Er erhielt hierbei für das äquatoriale Andengebiet nachstehende Vegetationsstufen:

Höhe.	Mitteltemperatur für die entsprech. Höhen nach A. v. Humboldt.	Zonen, welche im Niveau des Meeres eine gleiche Temperatur haben.	Vorherrschende Gewächse.
0— 600 Meter	27,5° C.	0—15° Br.	Palmen und Bananen[2]).
600—1200 „	24° C.	15—23° „	Baumartige Farne und Feigen.
1200—1900 „	21° C.	23—34° „	Myrten- und lorbeerartige Gewächse.
1900—2500 „	19° C.	34—45° „	Immergrüne Laubhölzer.
2500—3100 „	16° C.	45—58° „	Laubhölzer mit Laubwurf.
3100—3700 „	13° C.	58—66° „	Nadelhölzer.
3700—4400 „	8,5° C.	66—72° „	Alpenrosen.
4400—4800 „	4,5° C.	72—82° „	Alpenkräuter.
über 4800 „	1,5° C.	82—90° „	Kryptogamen (ewiger Schnee).

[1]) Den ersten Versuch dieser Art enthält sein Atlas géogr. et phys. du Nouveau Continent. Doch hat er dieses ältere Bild später verworfen und ein verbessertes veröffentlicht in der Schrift De distributione geographica plantarum. Paris 1817. p. 88, Pl. I.

[2]) Auf zwei wichtige Ausnahmen von dem Verbreitungsgesetz dieser beiden Familien, nämlich auf das Vorkommen der Wachspalme (Ceroxylon andicola) auf den Schneebergen von Quindiu in Neugranada, wo sie in 1750 bis 2900 Meter Meereshöhe auftritt, sowie einer Musacee (Heliconia) auf der Silla von Caracas in 2150 Meter Meereshöhe hat A. v. Humboldt selbst schon aufmerksam

Wenn die in der Tabelle angeführten Mitteltemperaturen in verschiedenen Regionen der Tropen nicht mit den mittleren Jahrestemperaturen der ihnen zur Seite gestellten höheren Breiten übereinstimmen, sondern eher den mittleren Sommertemperaturen derselben entsprechen, so darf dies nicht befremden, weil in kälteren Gegenden für die Entwicklung der Vegetation meist die Sommerwärme massgebend ist, während die Winterkälte dabei vielfach völlig gleichgiltig ist.

Ebenso ist es A. v. Humboldt gewesen, welcher die bekannte Eintheilung Mexico's in tierras calientes, t. templadas und t. frias schuf und damit zugleich drei Gebiete von ganz verschiedenem Vegetationscharakter von einander getrennt haben wollte [1]). Die tierras calientes (bis 1000 Meter hoch) erzeugen in ihrem unteren Theile Mimosen, Akazien, Cäsalpinien (Haematoxylon campechianum), die amerikanische Feige (Ficus americana) und Bananen, zu denen sich weiter aufwärts Palmengruppen (die Palma real, Acrocomia aculeata), Myrten- und Lorbeerarten, sowie endlich Yucca, Agave und Cacteen (die schöne Mamillaria Humboldtii) gesellen. Die tierras templadas (1000 bis 2000 Meter hoch) tragen feuchte Gebirgswälder, in denen die Eichen besonders zahlreich und gemischt mit Palmen vorkommen; in den Niederungen findet sich ein dichtes Gemisch von Myrten (meist Eugenien), Lorbeeren (Ocotea), Mimosen, Robinien, Terebinthaceen, Cassien, wolligen Linden (Triumsetten), Ulmen mit breitem, bretartigem Stamme, dazwischen Pothosgewächse, namentlich Dracontien mit durchlöcherten Blättern, Agaven, hochstämmige Yuccas und zahllose Lianen. In den tierras frias (über 2000 Meter hoch) herrschen bis 2500 Meter Höhe zunächst noch die Eichen neben Ulmen und Erlen vor; später (von 2500 bis 3600 Meter Höhe) dominiren die Coniferen (unter ihnen besonders die prächtigen Stämme von Pinus Montezuma), sodann (bis 4400 Meter Höhe) niedrige Synanthereen, welche die Rhododendren der Alpen vertreten, und endlich silberhaarige Gesträuche von Senecio.

An den Südabhängen des Himalaya reichen die tropischen Gewächse, vor allem die riesigen Feigenbäume, die Wollbäume, die Baumfarne, die Laurineen und Magnolien, sodann Mimosen, baumartige Vernonien und Helicien, sowie Euphorbienbäume 1600 bis 2000 Meter hoch hinauf. Hierauf folgt bis c. 4000 Meter Höhe die gemässigte

gemacht. A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 153. Voyage de Humboldt et Bonpland. Première partie. Relation historique. Paris 1814. Tome I, p. 606.

[1]) A. v. Humboldt, Essai politique sur le royaume de la Nouvelle Espagne. Paris 1811. Tome I, p. 39 sq.

Region. Bis 3000 Meter Höhe walten in derselben Eichen und Lorbeeren neben Ilex, Prunus, Rhododendron und Magnolia vor; hierauf gewinnen nordeuropäische Laubhölzer aus den Gattungen Alnus, Betula, Corylus, Carpinus die Oberhand, unter welche sich vielfach Nadelhölzer mischen. Eine Laub- und Nadelholzregion kann hier nicht unterschieden werden, da beide zusammenfallen. Der Baumwuchs endet in einer Meereshöhe von c. 4000 Metern; hierauf vermittelt ein Gürtel bunter Alpenkräuter den Uebergang zur Region des ewigen Schnees. An der Nordseite des Himalaya steigen die Gewächse entsprechend der Schneegrenze bis in viel bedeutendere Höhen empor.

Für die Alpen dürfen wir sechs Höhengürtel der Gewächse annehmen: 1) Die Region der Obstbäume (im Mittel bis 650 Meter Höhe) ist zugleich das Gebiet des Getreidebaues; die Waldungen bestehen meist aus Buchen, Birken, Erlen, Lärchen, Fichten und Tannen und dem gewöhnlichen Unterholz. 2) Die Region der Buchen (bis 1500 Meter Höhe) enthält auch die obere Grenze der Birke, des Bergahorn und der Eberesche; hier erscheinen die Rhododendren. 3) Die Region der Fichten (bis 1800 Meter Höhe) zeigt die schönste Entwicklung der Alpenmatten und den herrlichsten Alpenrosenflor. Ausser der Rothtanne oder Fichte (Pinus Abies excelsa) bilden die Bergkiefer (Pinus montana) und die Zirbel (Pinus Cembra) grosse Waldungen. 4) Die Region des Knieholzes (bis 2300 Meter Höhe) weist Bestände der Legföhre (Pinus humilis) auf. 5) Die Region der Alpenkräuter (bis 2800 Meter Höhe) erzeugt von Holzgewächsen nur die Zwergformen der Alpenweide (Salix retusa) und der Krautweide (S. herbacea), ferner einige Alpenrosen, die rothe Haide (Erica carnea) und die einzige in den Alpen vorkommende Azalee (Azalea procumbens). 6) Die Region der Kryptogamen liegt bereits jenseits der Schneegrenze und beherbergt nur Moose und Flechten [1]).

Natürlich sind die obigen Höhengrenzen nur Durchschnittswerthe, welche zwar im allgemeinen, aber nicht für alle einzelnen Theile der Gebirge zutreffen; je nach der mineralogischen Beschaffenheit des Bodens, nach der Steilheit der Gehänge, nach einer der Insolation und südlichen Winden günstigen oder ungünstigen Lage und nach dem Grad der Bewässerung sind jene Grenzen innerhalb eines Gebirges sehr beträchtlichen Schwankungen unterworfen.

Aus dem überall an den Abhängen der Gebirge eintretenden Wechsel der Vegetation erklärt sich auch, dass Gebirge mit hohem, geschlossenem Kamm für die Verbreitung der Pflanzen oft unüberwindliche Schranken sind. Nur dann, wenn die obere Grenze einer

[1]) Wilhelm Kabsch, Das Pflanzenleben der Erde. Hannover 1865. S. 357 ff.

Pflanze sich über den niedrigsten Pass erhebt, vermag dieselbe das Gebirge zu überschreiten.

Das entwickeltste Pflanzenleben der Erde finden wir in den mit Niederschlägen reich bedachten Gebieten der tropischen und subtropischen Zone. Hier sind die Gewächse saftstrotzender, meist von frischerem Grün, mit grösseren und glänzenderen Blättern geziert als in den nördlichen Erdstrichen. Auch ragen hier vielfach Bäume von so gigantischer Grösse und so hohem Alter empor wie sonst nirgends auf der Erde.

Zu den Riesen im Reiche der Vegetation gehören die von Balduin Möllhausen geschilderten Baumgestalten des Mammuthbaumthales in der Sierra Nevada (im Calaveras-Bezirk, also fast genau östlich von San Francisco). Jene Bäume sind Coniferen, die zu den Gattungen Sequoia (Endl.) und Wellingtonia (Lindl.) zählen; am imposantesten sind Sequoia gigantea und Wellingtonia gigantea. Ihre Kronen beginnen meist erst in einer Höhe von 45 bis 60 Metern und reichen bis zu 90 Meter Höhe empor. Einer (der Hauptstamm der aus 26 Stämmen bestehenden Family Group, genannt der Vater) ist schon vor Jahren einem Sturm zum Opfer gefallen; er ist in der Höhe von 90 Metern abgebrochen, hat aber dort noch 12 Meter Umfang, während derselbe an der Basis 34 Meter beträgt. Die gesammte ehemalige Länge des Stammes wurde zu 135 Metern berechnet. Die Mutter der Family Group hat 28 Meter Umfang und 100 Meter Höhe [1]).

Von ebenso gewaltigen Dimensionen sind einzelne Individuen eines Eucalyptus (E. amygdalina) in Victoria (Australien). Eine wirkliche Messung von Eucalyptus amygdalina ergab nach Ferd. Müller, Director des botanischen Gartens in Melbourne, 128 Meter; den höchsten Bäumen dieser Art im Quellgebiet des Yarra und Latrobe wird sogar eine Höhe von 152 Metern zugeschrieben. Demnach übertrifft Eucalyptus amygdalina die grössten Wellingtonien noch um über 15 Meter und überragt selbst die höchsten menschlichen Bauwerke: den Strassburger Münster und die Pyramide des Cheops. Der grösste Baum Westaustralien's ist der Kaori, ebenfalls ein Eucalyptus (E. colossea); ein im Thale des Warren gemessener Baum dieser Art soll 120 Meter hoch sein. Doch besitzen nur einzelne bevorzugte Exemplare eine solche Höhe; im allgemeinen dürfte die Höhe der Wellingtonien weit bedeutender sein als die der erwähnten Eucalypten [2]).

Hinsichtlich ihrer Stärke aber werden selbst jene Waldriesen

[1]) Balduin Möllhausen, Tagebuch einer Reise vom Mississippi nach den Küsten der Südsee. Leipzig 1858. S. 467—469.

[2]) A. Grisebach nach F. Müller, Notes on the vegetation of Australia, in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. II (1868), S. 212 f.

Californien's und Victoria's noch überflügelt durch einzelne Feigenbäume in Queensland (Australien). Der Regierungsbotaniker Walter Hill fand im November 1873 am Johnstone-Flusse einen Feigenbaum von bisher einzigartigen Dimensionen. Einen Meter über dem Boden hat er einen Umfang von 45 Metern, und selbst in einer Höhe von 17 Metern, wo er seine Riesenzweige aussendet, noch einen solchen von beinahe 24 Metern [1]), während doch der Umfang der höchsten Wellingtonien nur 34 Meter und derjenige der grössten Eucalypten 26 Meter beträgt.

Ebenso zeichnen sich die tropischen und subtropischen Gewächse vielfach durch eine ausserordentliche Lebensdauer aus. Nach Lindley's Untersuchungen bestanden die grossen Wellingtonien der Mammuthschlucht schon vor 3000 Jahren [2]). Die kühnen Schätzungen von Adanson und Perrottet geben den von ihnen gemessenen Adansonien ein Alter von 5150 bis 6000 Jahren; sie müssten demnach bereits existirt haben, als die Pyramiden erbaut wurden oder vielleicht gar, als das südliche Kreuz noch im nördlichen Deutschland sichtbar war. Das Alter des colossalen Drachenbaumes (Dracaena draco) von Orotava (Teneriffa), der in der Nähe des Bodens einen Umfang von 24 Metern hat, reicht zwar nicht bis in die ältesten historischen Zeiten, aber doch bis in die älteren Zeiten hellenischer und römischer Geschichte hinauf [3]), und noch immer trägt er, gleichsam in ewiger Jugend, Blüthe und Frucht.

[1]) Nach dem „Brisbane Courier" vom 30. December 1873 in Nature, Vol. IX, Nr. 232. 9. April 1874. p. 452 sq.

[2]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. II, S. 307.

[3]) A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. 3. Aufl. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 104 ff., bes. 107.

III. Physiognomik der Gewächse.

Alexander v. Humboldt hat zuerst darauf hingewiesen, dass der Wechsel landschaftlicher Eindrücke nicht von den Formen der Erdoberfläche herrührt, weil die gleichen Felsarten überall wiederkehren und überall die nämlichen Umrisse zeigen, sondern dass das Gefühl der Fremdartigkeit beim Anblick entlegener Welten nur dadurch entsteht, dass sich die Pflanzenbekleidung des Bodens und mit ihr die vorhandenen Thier- und Menschengestalten ändern. Den letzteren fehlt es jedoch an Masse, um den Totaleindruck wesentlich beeinflussen zu können; auch entziehen sich die einzelnen Individuen vermöge ihrer Beweglichkeit oft unserem Auge; hingegen wirkt die Pflanzenschöpfung durch ihr massenhaftes Auftreten, wie durch ihre stetige Grösse mächtig auf unsere Phantasie [1]). Die Verschiedenheit der landschaftlichen Eindrücke und die malerischen Wirkungen ferner Länder beruhen daher in erster Linie auf der Eigenthümlichkeit ihres Pflanzengewebes, des lebendigen Kleides der Natur. Die Zergliederung der Eindrücke ist dann aber keine Frage des ordnenden Botanikers, sondern eine ästhetische Aufgabe, und die Gewächse werden nicht mehr nach den natürlichen Familien gruppirt, sondern nach ihrem landschaftlichen Werth, besonders nach dem, was die Gärtner als Figur zu bezeichnen pflegen. Ein künstlerisches Bedürfniss also trieb A. v. Humboldt zu einer die systematischen Ordnungen durchbrechenden Eintheilung des Pflanzenreiches in sechszehn Grundformen der Vegetation oder zu einer ästhetischen Physiognomik der Gewächse [2]). Die ältesten Versuche, die Pflanzen zu classificiren, welche der Systematik Tournefort's und Linné's vorausgingen, kommen hier wieder zur Geltung; denn es

[1]) A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. 3. Aufl. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 20.

[2]) Ideen zu einer Physiognomik der Gewächse. Tübingen 1806, später aufgenommen in die Ansichten der Natur. 3. Aufl. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 1—41.

handelt sich hierbei nicht um eine Vergleichung der Blüthen und Früchte, sondern der Stämme, Zweige und Blätter. Die systematische Botanik musste einst diesen Weg verlassen, weil man zu der Erkenntniss gelangt war, dass die letztgenannten Organe, welche die Ernährung der Gewächse vermitteln, in ihrer Gestalt viel veränderlicher und unbestimmter sind als die zur Fortpflanzung dienenden. Bisweilen fallen die Vegetationsformen mit den Gruppen des natürlichen Systems zusammen; weit öfter jedoch ist bei gleicher Bildungsweise der Ernährungsorgane eine grosse Verschiedenheit im Bau der Blüthen und Früchte zu beobachten. Es ist klar, dass sich in der Physiognomik der Gewächse keine so strenge Classification durchführen lässt wie in der systematischen Botanik. Dennoch ist sie ebenso berechtigt wie diese und gehört recht eigentlich in die physische Erdkunde.

Die 16 Humboldt'schen Typen hat Kabsch um 11 vermehrt. Grisebach zählt ihrer sogar 54 auf; doch sind einzelne Theilungen Grisebach's auf so geringe Unterschiede gegründet, dass sie kaum gerechtfertigt erscheinen [1]). Die von Kabsch aufgestellten 27 Vegetationstypen sind folgende [2]):

1) Von den Schwämmen können nur einige Riesengestalten landschaftliche Wirkungen hervorbringen, so die einen Meter breiten Hüte von Polyporus und Lenzites und fusshohe Morcheln (Morchella alba). Das sonderbarste Bild bietet ein Bovist (Lycoperdon horrendum), eine Schwammkugel von einem Meter Durchmesser, die wie ein lauerndes, weisses oder braunes Ungeheuer im Dunkel des Waldes den Wanderer erschreckt.

2) Die Flechten werden künstlerisch höchst bedeutsam durch die oft sehr warmen Farben, mit denen sie die Gesteine umkleiden. Ihr wahres Reich aber beginnt erst da, wo die höheren Gewächse zurückbleiben: im Gebirge bei höherer Erhebung, auf den Tundren im Norden der Alten Welt, in dem Steinlande Labrador, wie überhaupt in den Hudsonsbaygebieten. Der Engländer Hind, welcher im Jahre 1861 eine wissenschaftliche Reise in das Innere der Halbinsel Labrador ausführte, schildert uns die Pracht der dort heimischen Flechten mit folgenden Worten [3]): „Unsere Sprache ist zu matt für die Herrlichkeit

[1]) Vgl. A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. I, S. 11—14. Von den 54 Formen Grisebach's gehören 30 zu den Holzgewächsen, 3 zu den succulenten Gewächsen, 3 zu den Schlinggewächsen, 2 zu den Epiphyten, 8 zu den Kräutern, 6 zu den Gräsern (Grisebach unterscheidet hier beispielsweise Wiesengräser, Steppengräser, Savanengräser, annuelle Gräser, Cyperaceenform und Rohrgräser) und 2 zu den Zellenpflanzen.

[2]) Nach Wilhelm Kabsch, l. c. S. 215—303.

[3]) H. Y. Hind, Explorations in the interior of the Labrador Peninsula. London 1863. Vol. I, p. 182.

der Flechten. Sie tragen alle Farben, von der des oxydirten Silbers bis zum Zinnober, vom heissesten Orange bis zum Sammetschwarz. Ein jedes Land und ein jedes Klima hat seine besonderen Schönheiten, die es als sein ungetheiltes Eigenthum betrachten kann. Labrador's Einöden haben ihre Flechten, die auf jedem Schritt einen Ruf des Staunens und der Bewunderung unseren Lippen entlocken und zugleich uns betrauern lassen, dass wir nicht einige dieser märchenhaften Miniaturgärten mit uns nehmen dürfen. Vermöchten wir nur, sie aufzubewahren, diese malerischen Befleckungen der Verwitterung, denen es gelingt, wie Feenringe sich an den harten Gneiss zu heften und ihn mit Lieblichkeit zu umkleiden!" Namentlich sind hier Cladonia rangiferina (Renthierflechte) und Cladonia gracilis (schlanke Hohlflechte) durch Schönheit und üppige Entfaltung ausgezeichnet. Aber auch weiter südwärts können die Flechten den Wäldern einen poetischen Anstrich, eine „Stimmung" verleihen. „Wer hat nicht schon," bemerkt Kabsch [1]), „die fusslangen Usneen unserer Bergwälder bewundert, und doch können sie sich in südlichen Gegenden noch viel prächtiger entwickeln; wie mit einem grauen oder braunen Schleier umhüllen sie die alten Baumgestalten; langen Silberfransen gleich hängen sie von jedem Ast, von jedem Zweige herab. So kommt auf St. Helena eine örtliche Varietät der Usnea barbata vor, welche, ganz in dieser Weise in der Nähe der Wohnung Napoleon's die Bäume einer ganzen Allee aus Conyza arborea überziehend, einen äusserst effectvollen Anblick hervorruft."

3) Die Form der Algen führt uns hinaus an die Gestade des Meeres, tief hinein in die wogende See. Von physiognomischer Wichtigkeit sind nur einige fast ausschliesslich dem Meere angehörende Arten; die Algen haben daher eigentlich wenig landschaftlichen Werth; aber sie zählen wegen ihrer wunderbaren und manigfaltigen Formen zu den interessantesten Geschöpfen der Natur. Die merkwürdigsten und grössten scheinen sich an der Südspitze Amerika's zu finden. 130 Meter lang und mit $2^1/_2$ Meter langen Blättern ausgestattet ist die Macrocystis pyrifera in den Canälen des Feuerlandes und bei den Falklandsinseln; dort bildet sie mit den ebenso riesigen Lessonien, welche ein palmenartiges Aussehen haben, mächtige unterseeische Wälder, die ein reicheres Thierleben beherbergen als die Wälder des Festlandes. Die Durvillaea edulis hat bisweilen eine Länge von 500 Metern. Auch an der Küste von Kamtschatka begegnet man einer durch riesenhafte Dimensionen ausgezeichneten Algenflora; namentlich ist die Nereocystis Lütkeana hervorzuheben: ein 100 Meter langer, bindfadenartiger Stengel endigt in einer 2 Meter langen, hohlen Schwimmblase, die eine Krone

[1]) l. c. S. 223.

von gespaltenen, 10 bis 13 Meter langen Blättern besitzt, zwischen denen die Seeotter, versteckt und getragen von der Schwimmblase, auf Raub lauert.

4) Die Moose mit ihren feinen, zierlichen Gestalten verleihen sowohl im hohen Norden, wie unter den Tropen der feuchten Erde und den Felsen im Waldgrund, sowie den Baumstämmen ein prächtig grünes Gewand. Doch gilt auch von ihnen wie von den Flechten, dass sie nur in kalten Erdräumen der Landschaft eine besondere Physiognomie aufzudrücken vermögen.

5) In unseren Farnen tritt uns diejenige Form entgegen, welche uns am lebhaftesten an die tropische Pflanzenwelt erinnert. Zwar ist ein kleiner Farn unseres Nordens, vielleicht ein Polypodium, sehr verschieden von einer Fiederpalme der Tropen; doch wird diese mächtige Kluft auf das natürlichste durch die baumartigen Farne ausgefüllt, die den Palmen in Blatt- und Stammbildung zum Theil so ähnlich sehen, dass sie selbst von kundigen Reisenden mit ihnen verwechselt werden. Namentlich sind vielfach Versteinerungen als Palmen beschrieben worden, von denen sich später ergab, dass sie von Cycadeen oder Farnen herstammen. Die baumartigen Farne sind auf die tropischen Gebiete beschränkt; uns sind allein die krautartigen Farne zugetheilt worden. Doch vermittelt der Straussfarn unserer Gebirge (Struthiopteris germanica) den Uebergang zu den stattlichen Baumfarnen der Tropen.

6) Auf die Farne folgen physiognomisch unmittelbar die Palmen, die „Könige unter den Gräsern“, wie sie einst der indische Dichter Amarasinha nannte. Ihnen haben stets die Völker den Preis der Schönheit zuerkannt. Jeder, der zum ersten Male eine palmengeschmückte Tropenlandschaft erblickt, wird überrascht durch ihre graciösen Formen, durch die schlanken, hoch aufsteigenden Stämme, durch die prachtvolle, wahrhaft königliche Blattkrone, sowie durch die seltsame Gestaltung und üppige Fülle ihrer Blüthe und Fruchtrispen. Von hohem Werth für die landschaftliche Schönheit des Palmenbildes sind Lage und Richtung der Wedel. Diese wallen vom Ende des Stammes aus entweder in anmuthigen Biegungen herab, oder sie strecken sich steif in die Luft hinaus. Den Ausdruck erhabenster Majestät und Anmuth bietet die Palme aber, wenn sie beide Formen vereinigt, wenn sie neben Wedeln, die im spitzen Winkel aufstreben und so den Stamm noch höher erscheinen lassen, auch herabhängendes Blattwerk besitzt, wodurch die Form etwas Abgerundetes, Vollendetes erhält. v. Martius führt 585 Arten an[1]), von denen auf Amerika allein 275, auf die anderen Erd-

[1]) Nach O. Drude darf die Gesammtsumme der Palmenarten auf 1000 geschätzt werden, wovon die grössere Hälfte der westlichen Hemisphäre an-

theile 310 Arten kommen und zwar auf das tropische Asien 274, auf Afrika 26, auf Australien 9 Arten. Nördlich vom Wendekreis des Krebses findet man 48, südlich von dem des Steinbocks nur 13 Arten; die übrigen gedeihen ausschliesslich auf dem Raume zwischen den Wendekreisen. Die Palmenform nimmt vom Aequator gegen die gemässigte Zone hin an Pracht und Grösse ab. Europa hat unter seinen einheimischen Gewächsen nur einen Repräsentanten dieser Form: die Zwergpalme (Chamaerops humilis), die in Spanien, auf den Balearen, Corsica und Sardinien, im mittleren und südlichen Italien, sowie in Griechenland angetroffen wird. Sie war früher auch in der Grafschaft Nizza vorhanden, ist dort jedoch, soweit sie im Freien wuchs, neuerdings durch die Sammelgier der Botaniker völlig ausgerottet worden.

7) Die Nadelhölzer sind namentlich für ein bewegtes Terrain, für eine Gebirgslandschaft, für die Wasserfälle unserer Alpen, für einen Hintergrund von Fels und Firnschnee von unvergleichlichem Effect und geben der ganzen Landschaft ihre Stimmung. Ihre in Höhe und Umfang vielfach colossalen Gestalten vereinigen in sich Majestät mit Gediegenheit und Kraft; durch das Düstere ihrer Färbung erregen sie ernste Gedanken in der menschlichen Seele und fordern unwillkürlich zu sinnendem Nachdenken, zu grübelndem Versenken in die Tiefen des Gemüthes auf. Wunderbar ist ihre Wirkung im Winter. „Ihr ewig frisches Grün erheitert die öde Winterlandschaft. Es verkündet gleichsam den Polarvölkern, dass, wenn Schnee und Eis den Boden bedecken, das innere Leben der Pflanzen, wie das Prometheische Feuer, nie auf unserem Planeten erlischt“ [1]).

In der nördlich gemässigten Zone prägen die Formen dieser Familie mit ihrem starren, immergrünen, dunklen Blattwerk und ihrem schlanken pyramidalen Wuchs den Landschaften einen besonderen Charakter auf, noch mehr aber in den nördlichsten Gegenden, wo das Auge oft meilenweit nichts als solche Waldungen sieht. Im südlichen Europa ist die Pinie eine Form von höchstem artistischen Werth. Ihr schirmartiges Dach auf dem säulenartigen Stamm verleiht ihr eine entfernte Aehnlichkeit mit der Palme, besonders wenn sie auf Höhenkämmen niedriges Laubholz überragt und auf blauer Luft die zierliche Verästelung ihrer Krone sichtbar wird. Eine italienische, eine spanische Landschaft ist ohne eine Piniengruppe fast nicht denkbar; wenigstens wird sie nie ein Künstler anzubringen vergessen, wenn er sie schicklich verwenden darf. Unter den Tropen können sich die Nadelhölzer nur auf kühleren

gehört. Petermann's Mittheilungen 1878, S. 20. Vgl. hierzu v. Martius, Historia naturalis palmarum. Vol. I (1823), p. CLXV.

[1]) A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 33.

Bergeshöhen halten; doch steigen auf Cuba und Hayti die Kiefern (Pinus occidentalis) bis zum Meere herab und mischen sich dort, ein unvergleichliches Bild gewährend, unter Palmen und Mahagonibäume. Am ärmsten an Arten, sowie an Gattungen ist das nördliche Südamerika und das mittlere und südliche Afrika.

8) Die achte Form ist die der Casuarinen. Mit ihren blattlosen, fadenförmigen, gegliederten Aesten und den häutigen, gezähnten Scheiden an den Gliedern ähneln sie am meisten den baumartigen Schachtelhalmen. Es sind die traurigsten, schmucklosesten Baumgestalten, welche die Natur aufweist. Sie wachsen nicht gesellig, sondern zerstreut in Neu-Holland, z. B. zwischen den Bäumen der Eucalyptus- und Acacia-Wälder. Auch in Ostindien und an der Ostküste von Afrika findet sich diese Form.

9) Die Myrten bestimmen die landschaftlichen Eindrücke nirgends so mächtig wie in Australien, wo aus ihnen (nämlich aus den Eucalyptus-, Metrosideros-, Melaleuca-Arten) und den Akazien fast die Hälfte der Wälder besteht. In diesen Wäldern herrscht eine merkwürdige Erleuchtung. Das Licht fällt nämlich nicht auf horizontale Blattflächen, wie bei unseren Laubbäumen, sondern gleitet zwischen senkrechten Flächen vorüber. Es fehlen daher die Streiflichter und Schlagschatten unserer Laubhölzer; vielmehr gehören die australischen Waldungen zu den schattenärmsten der Erde. Morphologische Gesetze in der Entwicklung der Blätter, welche zum Schutze gegen raschen Wasserverlust in den regenarmen Gebieten Australien's eine senkrechte Stellung annahmen, bestimmen also den eigenartigen Charakter der Erleuchtung, der Begrenzung von Licht und Schatten. An den Küsten von Chile und Patagonien trifft man die fast undurchdringlichen Gebüsche von Myrtus stipularis sehr häufig. Auf den Molukken bietet der gegen 10 Meter hohe Gewürznelkenbaum (Caryophyllus aromaticus) das ganze Jahr hindurch den Sammlern seine röthlichen, kostbaren Blüthen. Die gemeine Myrte (Myrtus communis), ein 1 bis $2^1/_2$ Meter hoher Strauch, kommt, liebliche Gebüsche bildend, in den Mittelmeerländern überall vor.

10) An die Myrten schliessen sich eng an die Haidekräuter, mit denen auch die Rhododendren oder Alpenrosen physiognomisch verwandt sind. Die Heimath der echten Eriken ist das Capland, wo wir sie strauch- oder baumartig im buntesten Gemisch der Arten finden, und zwar sind sie fast sämmtlich Südafrika eigenthümlich. Auf der nördlichen Halbkugel zeichnen sich die Haidekräuter weniger durch Artenfülle als durch gesellschaftliches Wachsthum aus. Die Erica tetralix, E. cinerea und E. carnea, letztere auf Haiden im Gebirge, überziehen weite Länderstrecken in Frankreich, England, Deutschland

und Skandinavien bis zum äussersten Norden hinauf, und das gemeine Haidekraut, die Calluna vulgaris, bedeckt in grossen gesellschaftlichen Zügen fast allein die grossen Ebenen, die sich von der Schelde bis zum Westabhang des Ural erstrecken; sie wächst aber auch auf den Azoren, in Island und Neu-Fundland. Seltsamer Weise aber überschreitet sie nicht den Ural und wird sowohl im nördlichen Asien wie im continentalen Nordamerika vermisst. Bis jetzt kennt man 440 Arten in 61 Gattungen; von diesen gehört nur eine Art (Erica coerulea) Amerika an, deren Verbreitungsbezirk aber von Pennsylvanien und Labrador bis zur Vancouver-Insel und Aliaska reicht. In Neu-Holland und auf den Nachbarinseln fehlt die Familie der Eriken gänzlich; sie wird dort durch die habituell ganz auffallend ähnlichen Epacrideen ersetzt.

11) Die Lorbeeren (Laurineae) können als physiognomischer Typus für die immergrünen Laubbäume mit steifen, lederartigen, glänzenden Blättern gelten. Der bekannteste Vertreter dieser Gruppe ist der edle Lorbeer (Laurus nobilis), mit dessen Blattwerk bei den alten Griechen und Römern die Stirn des Siegers geschmückt wurde. Ferner zählen hierher der Zimmet-, Kampher- und Sassafrasbaum, sowie die für die subtropische Zone physiognomisch so wichtigen Gewächse der Gattung Citrus.

12) Durch die wintergrüne Belaubung sind den Laurineen ähnlich die Rhizophoren (auch Mangrove-, Mangle- oder Leuchterbäume), welche in der heissen Zone an flachen, sumpfigen, vor Brandung geschützten Küsten ausgedehnte Uferwaldungen bilden. Sie sind physiognomisch ausgezeichnet nicht nur durch die von ihren Aesten senkrecht herabwachsenden Luftwurzeln, sondern auch dadurch, dass sie zur Zeit der Ebbe auf ihren eigenen Wurzeln wie auf einem Leuchterfussgestell frei stehen.

13) Leicht erkenntlich ist für uns der Typus der Weiden, da sie sich unter allen Zonen ähnlich sehen. Denselben Habitus, welchen die Weiden an unseren Bach- und Flussufern an sich tragen, dieselben ruthenförmigen Aeste und länglichen Blätter besitzen sie in allen Erdtheilen mit Ausnahme Australien's und unter den verschiedensten Zonen. Nur gewinnt in der tropischen Zone bisweilen ihre Gestalt unerwartete Dimensionen. A. v. Humboldt fand am Zusammenfluss des Magdalenenstromes und des Rio Opon alle Inseln mit Weiden bedeckt; sie sind dort schlanke Bäume, deren Stamm bei 20 Meter Höhe kaum 20 bis 25 Centimeter Durchmesser hat[1]). Am ausgebreitetsten und artenreichsten ist die Weide zwischen dem 45. und 70. Grad n. Br.,

[1]) A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. 3. Aufl. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 231.

insbesondere in Europa, wo sie mit Vorliebe die Flüsse umsäumt. Unter allen Bäumen ist die Weide einer der grössten Polarreisenden; denn sie dringt als Salix polaris in Lappland und auf Nowaja Semlja weit gegen Norden vor, freilich nicht mehr als Baum, sondern als Gesträuch, wenn man eine flach am Boden kriechende Ruthe so nennen darf.

Zur Form der Weiden ist unbedingt auch der Oelbaum (Olea europaea) zu rechnen. Oelbaum und Weide, systematisch weit von einander entfernt, stimmen physiognomisch durchaus mit einander überein: sie haben beide denselben weichen, schlanken Stamm, dieselbe Zweiggliederung, dieselbe lockere, wenig Schatten gebende Laubkrone, aber auch dieselbe Zähigkeit des Lebens, eine fast nicht zu vernichtende Lebenskraft.

14) Die Cupuliferen oder die Wipfelbäume gehören der Mehrzahl nach unserer Heimath an. Sie sind die Vertreter der wälderbildenden, sommergrünen Laubbäume; in physiognomischer Hinsicht ist ihnen vor allem die unregelmässige, oft seltsam verbogene Verzweigung und ein dichtes, schattenreiches Laub eigenthümlich. In der Eiche (Quercus robur und Qu. pedunculata), dem kräftigsten und charaktervollsten Baum unserer Wälder, tritt uns ein Stück deutscher Sage, deutschen Lebens entgegen. Von den nahezu 230 Eichenarten der Erde kommt das Maximum in der Alten Welt auf Asien (97 Arten, die meisten auf den Sunda-Inseln), nächstdem auf Europa (2 in Nord-, 18 in Südeuropa) und Afrika (nur in Nordafrika, 8 Arten). Amerika hat 101 Arten (zwischen dem 20. und 50. Grad n. Br., Maximum in Mexico). Die Linde ist durch die gewaltige Ausdehnung, die Buche durch die vollkommene Symmetrie ihrer Laubkuppel in hohem Grade ausgezeichnet. Die letztere ist wohl der schönste Baum Mitteleuropa's. Von den 10 bekannten Arten der Linde finden sich 6 in Europa, 4 in Amerika; auch giebt es mehrere Arten der Buche im südlichen Südamerika. Eine stattliche Erscheinung ist ferner die Rosskastanie (Aesculus hippocastanum) mit den handförmig getheilten Blättern und der schönen, runden Laubkuppel, sowie die edle Kastanie (Castanea vesca), welche schon in der Pfalz und im Neckarthale bei Heidelberg gedeiht und namentlich zur Blütheperiode den Landschaften einen südlichen, fremdartigen Anstrich verleiht; aber erst an den Südabhängen der Alpen entfaltet sie sich recht lustig. Endlich sind die Birke, die Pappel, der Ahorn, die Esche, die Eberesche, der Wallnussbaum, die Platane (Sykomore), der mit herrlichen Blüthen geschmückte Tulpenbaum Nordamerika's (Liriodendron tulipiferum) hier zu erwähnen.

15) Unter den Tropen werden unsere Cupuliferen ersetzt durch die Malvenbäume, deren stolzester Repräsentant der riesige Wollbaum Westindien's (Bombax Ceiba) ist. Seine Stammentwicklung ist

eine so mächtige, dass die Indianer Canoes mit Raum für 180 Personen aus einem einzigen Baume aushöhlen. Verhältnissmässig riesenhaft sind auch die Aeste und die dichte, rundliche Laubkrone, die sich mit ihren grossen, handförmig geschlitzten Blättern, den dunkelpurpurrothen, büschelförmig am Ende der Zweige stehenden Blüthen weit in die Luft hinaus streckt, einen Raum, unter dem bequem 1000 Personen Platz haben sollen, mit ihrem dichten, kühlen Schatten bedeckend. Physiognomisch sind ihm der Affenbrotbaum (Adansonia digitata), die baumartigen Malven, die baumartigen Nesseln (Urticeae) und die Wolfsmilchgewächse (Euphorbiaceae) beizuordnen.

16) Fast ausschliesslich auf Südamerika beschränkt sind die Melastomaceen. Von anderen Pflanzenfamilien unterscheiden sie sich durch eine merkwürdige Ausbildung ihres Blattadernetzes. Regelmässig, zart, fast plastisch wirken sich die Blattadern in einander, wodurch in Verbindung mit einer eigenthümlichen kurzen Behaarung die Blätter ein sammetartig schillerndes Aussehen erhalten. Die Melastoma- und Rhexia-Arten (letztere mit grossen, karminrothen Blüthentrauben ausgestattet) gehören vor allem hierher.

17) Wenn Gliederung und Reichhaltigkeit der Zusammensetzung Zeichen der Vollkommenheit sind, so sind die Mimosen, bei uns durch die Akazien vertreten, die vollkommensten Gewächse. Ihre Belaubung besitzt trotz der fast schablonenhaften Regelmässigkeit eine solche Eleganz und Zierlichkeit, dass wir speciell in Hinsicht auf die physiognomische Schönheit des Blattwerkes die Mimosen als die vollendetsten Gewächse anerkennen müssen. „Die tiefe Himmelsbläue des Tropenklimas, durch die zartgefiederten Blätter schimmernd, ist von überaus malerischem Effecte“ [1]). Zu dieser Form zählen Bäume und Sträucher; die ersteren breiten vielfach ihre Aeste aus ähnlich den Tannen oder den Araukarien Chile's. Fast alle Glieder dieser Gruppe falten zur Nachtzeit die Einzelblättchen zusammen und öffnen sie erst wieder bei Anbruch des Tages. Viele (Mimosa dormiens, M. pudica, M. sensitiva, M. somnians, M. somniculosa, Cassia sensitiva, Acacia acanthocarpa, Desmanthus natans u. a.) sind mit einer seltenen Empfindsamkeit begabt; durch directe Berührung, ja durch eine Erschütterung der Erde oder selbst durch einen vorüberstreifenden Windhauch werden sie veranlasst, die Blättchen zu schliessen. Die echte Mimosenform mit doppelt gefiedertem Laube und kleinen Blüthenbürstchen ohne buntgefärbte Blumenkrone ist fast nur unter den Tropen heimisch; die subtropische Zone überschreitet sie nur in Arten aus den Gattungen Acacia und Prosopis.

[1]) A. v. Humboldt, l. c. Bd. II, S. 29.

18) Auf die Holzgewächse, welche in dem Vorhergehenden angeführt wurden, folgen nun die Gräser. Sie sind von hoher physiognomischer Bedeutung und dies um so mehr, als sie fast über den ganzen Erdkreis verbreitet sind. Im hohen Norden wie in den gemässigten Klimaten und unter den Tropen rufen sie einen für das Auge so angenehmen Gegensatz zu Wald und Feld, sowie zur Wüste hervor; fröhliche Leichtigkeit und bewegliche Schlankheit bringen sie in vorzüglicher Weise zum Ausdruck. Sie wirken mehr durch die Geselligkeit ihres Auftretens, indem sie weite Flächen bedecken, als durch ihre Grösse, obwohl auch diese in tropischen Gebieten eine sehr beträchtliche ist. Physiognomisch unterscheiden sich sehr scharf die eigentlichen Gräser (Gramineae) und die Riedgräser (Cyperaceae) durch ihre Blüthenbildung. Die ersteren sind leicht erkennbar an der langen, gedrängten Aehre, an der leichten Rispe, die in anmuthsvoller Biegung, oft mächtigen, silberweissen Fahnen gleich, hoch in den Lüften flattert, die Riedgräser an dem mehr geknäuelten, ährigen, oft dunkelgefärbten Blüthenstand.

Die kleinen Gräser, aus denen unser Rasen besteht, dringen bis zum höchsten Norden empor; die Cultur der Gerste gelingt noch am Altenfjord in Norwegen unter dem 70. Grad n. Br. Nicht wenige Gräser sind Kosmopoliten und zwar nicht bloss unsere Getreidearten, welche durch Menschenhand bis in die fernsten Erdtheile getragen worden sind, sondern auch nicht cultivirte Gräser. So wächst Trisetum subspicatum überall auf dem Rücken der Anden Südamerika's und der Cordilleren Nordamerika's; aber es kommt auch auf der Melville-Insel, in Grönland, Island, den Alpen, im Altai, in Kamtschatka vor; ja es ist sogar auf der Campbells-Insel südlich von Neuseeland gefunden worden. Von der heissen Zone ausgeschlossen sind die Hordeaceen, Bromeen, Agrostideen; dagegen herrschen in ihr die Bambuse, Saccharinen, Olyreen, Oryzeen und Chlorideen. In den Tropen erreichen die Grasformen die grösste Höhe, unter ihnen namentlich die der Gattung Bambusa zugehörigen, die in 100 Arten über die Alte Welt verbreitet ist, in der Neuen Welt aber gänzlich vermisst wird. Das Bambusrohr (Bambusa arundinacea) schiesst oft in wenigen Stunden nahezu einen Meter hoch empor und erlangt eine Höhe von 10 bis 15 Metern, ja in Java nach Angaben der Reisenden sogar von 40 Metern; die gruppenweise sich vereinigenden Bambusgebüsche verleihen den Tropenlandschaften vielfach einen besonderen Charakter. In Amerika werden die Bambuse durch die Gattungen Guadua und Chusquea ersetzt, welche in einzelnen Arten (namentlich im nördlichen Südamerika) 15 bis 20 Meter hoch werden. In den Urwäldern Brasilien's sind die stattlichsten Gräser die 10 bis 13 Meter hohen Tagnaras oder Taogaras, welche durch die Arundinaria macrosperma am Mississippi und Arkansas an

Grösse fast noch übertroffen werden. Bis jetzt sind von den echten Gräsern 3500, von den Riedgräsern 1800 Arten bekannt.

19) Unter den Zwiebelgewächsen sind Tulpen, Schwertlilien und Amaryllideen diejenigen, die den Typus am besten repräsentiren. Hie und da treten sie gesellig auf und bilden einen Teppich wie unsere Gräser. Die Orenburger Steppe ist im Frühling ein ungeheures Tulpenbeet, und im sibirischen Taurien sind grosse Strecken mit Iris überzogen. Zu den Zwiebelgewächsen ist auch der neuseeländische Flachs (Phormium tenax) zu rechnen. Unter allen Erdtheilen zeichnet sich Afrika durch die grösste Manigfaltigkeit der Liliengewächse aus.

In den Steppengebieten ruht die Zwiebelknospe, von zahlreichen schützenden Hüllen umschlossen, während der heissen Jahreszeit ungefährdet in dem Boden, bis sie, vom ersten Regenschauer zu neuer Thätigkeit aufgerufen, wieder ihre herrlichen Blüthen treibt.

20) Die Bananen- oder die Pisangformen sind echt tropische Kinder und fehlen fast nie auf Bildern, welche das Pflanzenleben der heissen Zone zur Darstellung bringen. Die Banane besteht aus einem niedrigen, aber saftreichen, fast krautartigen Stamm, an dessen Spitze sich dünn und locker gewebte, zartgestreifte, seidenartig-glänzende Blätter erheben. Im Laufe eines Jahres erreicht sie nahezu Baumhöhe; wegen ihrer prächtigen, oft ganz colossalen Blätter, wegen ihrer grossen, wunderbar gefärbten Blüthen und ihrer mächtigen, fast centnerschweren Fruchttrauben ist die Banane der schönste Schmuck feuchter, tropischer Gegenden. In dem lockeren Zellgewebe jener riesenhaften Blätter finden sich nicht selten die Spuren tropischer Unwetter; das gesammte Blattwerk gleicht dann oft einer ungeheuren Krone von zerfetzten Kriegsfahnen, welche von dem bis 10 Meter hohen Schaft herabwehen. Als Culturgewächse sind zwei Arten über alle heissen Länder der Erde verbreitet. Die erste ist der gemeine Pisang (auch Adamsapfel, Paradiesfeige, Musa paradisiaca). Er wird 3 bis 6 Meter hoch und trägt 2 bis 4 Meter lange, $^1/_2$ Meter breite Blätter, deren Gewebszellen bei dem ausserordentlich raschen Wachsthum nur locker an einander gereiht sind. Sie erscheinen deshalb schwammartig und springen leicht der Breite des Blattes nach in mehr oder weniger regelmässigen Abständen auseinander. Die zweite Art ist der Bananenpisang (Musa sapientum), der im Gegensatz zu dem gemeinen Pisang einen purpurroth gestreiften oder gefleckten Stamm besitzt, jedoch von diesem kaum specifisch verschieden sein dürfte.

21) In Form und Farbe der Blüthen systematisch wie physiognomisch mit der vorigen Form verwandt ist die Bromelienform, welche auch dem Nichtbotaniker gegenwärtig ist durch die Bromelia ananas. Aus der Mitte eines blaugrünen, meist stacheligen Blattbusches

erhebt sich die dichte Blüthenähre oder Rispe, bedeckt mit Blüthen in den manigfaltigsten Farben. Von der mächtigsten Einwirkung auf den landschaftlichen Charakter ist sie als Schmarotzergewächs im tropischen Urwald. Gleich blumengeschmückten, silberweissen Riesenlocken wallen die bleigrauen Tillandsien (Tillandsia usnoides) mit ihren prachtvollen Blüthenähren von den Bäumen herab. Die Bromelia Pinguin hat einen gegen 4 Meter hohen, mächtigen Blätterbusch, der, selbst epiphytisch, dicht mit Flechten und Moosen überzogen ist. Auf der Hochebene von Mexico umhüllen diese Gewächse oft die Wachholder- und Yucca-Arten mit einem dichten Gewand.

22) Denkt man sich aus der Mitte des Blattbusches einer Ananas einen Schaft aufsteigen, der mit Lilienblüthen besetzt ist, so hat man die Form der Agaven. Eigenthümlich sind den hierher zu zählenden Pflanzen das kandelaberartige Wachsthum des Blüthenschaftes und die langen, schwertförmigen, dornigen, in gedrängter Spirale zusammen stehenden, oft fleischigen Blätter. Die meisten sind Wüstenpflanzen; alle lieben trockenen, steinigen Boden. Die Agaven waren anfänglich auf Amerika, die Aloëarten auf das südliche Afrika beschränkt. Jetzt finden sich jedoch die ersteren, durch Menschenhände verpflanzt, auch in Südeuropa und Nordafrika, letztere in Ost- und Westindien, Südamerika und Südeuropa ziemlich häufig. Das Geschlecht Yucca gehört dem südlichen Theile Nordamerika's an.

Auch unter den Agaven giebt es Riesenformen. Die Fourcroya longaeva, welche in der mexicanischen Provinz Oaxaca in einer Höhe von c. 3000 Metern vorkommt, treibt einen Stamm von 13 bis 16 Meter Höhe und $^1/_3$ bis $^1/_2$ Meter Dicke, dessen oberes Ende mit einem Busche 2 Meter langer Blätter gekrönt ist; aus ihm ragt erst die 10 bis 13 Meter hohe, mit unzähligen weissen Lilienblüthen bedeckte Rispe empor, ein riesiger Armleuchter auf einem ebenso massigen, phantastisch ausgestatteten Gestell. Doch erreicht die Pflanze erst in einem Alter von 300 bis 400 Jahren eine solche Höhe von 25 bis 30 Metern. Wie die Drachenbäume durch ihre dichotomen Zweige mit den langen, dornigen, schwertförmigen Blättern, so erinnern die Pandaneen durch die agavenartige Krone aus langen, wendeltreppenartig an einander gefügten Blättern lebhaft an die Agavenform.

23) Keine Gruppe bietet in ihrer Erscheinung soviel Sonderbares und Wunderliches dar als die Cacteen; denn sie bilden bald candelaberartig verästelte oder ungetheilte, vielkantige oder runde Säulen, wie die Fackeldisteln (Cereus), bald unförmliche Stachelkugeln, wie die Warzendisteln (Mamillaria) und Igeldisteln (Echinocactus), bald zusammengedrückte, seltsam gegliederte Stengel, wie die Feigendisteln (Opuntia), bald baumartige Gestalten, wie die 8 Meter hohen Pereskien

in Westindien. Je seltsamer die unserem ästhetischen Gefühl häufig widerstrebenden Formen dieser Gewächse sind, an denen die Blätter durch Büschel von Dornen, Höckern oder Borsten vertreten werden, um so schöner sind die in den zartesten, glühendsten Farben prangenden Blüthen, denen ein herrlicher Duft entströmt.

Die echten Cacteen sind von Haus aus Eingeborene der heissen Gebiete Amerika's, wo ihnen mehr als 400 Arten angehören; doch haben sich mehrere derselben auch über die wärmeren Gegenden der Alten Welt verbreitet. In Amerika dringen einige Arten tief in die gemässigte Zone ein und gelangen in Chile sogar bis zur Schneelinie hinauf. Bei uns werden sie schon längst als Topfgewächse wegen ihrer Blüthen und ihres Geruches cultivirt. In den wasserlosen Ebenen von Südamerika kommt den von Durst gepeinigten Thieren der Melonen-Cactus sehr zu statten, eine kugelförmige, halb im dürren Sande verborgene Pflanze, deren saftreiches Innere unter furchtbaren Stacheln versteckt ist. Bernardin de St. Pierre nennt daher sehr glücklich diese Pflanzen vegetabilische Quellen der Wüste [1]). Im Alter werden die Cactusstämme hart und holzig und zwar so durchgreifend, dass die Indianer sich des Holzes seiner Unverweslichkeit wegen zur Herstellung von Rudern und Thürschwellen bedienen.

Die heissen Gebiete Afrika's und Asien's haben statt der Cacteen die Euphorbien, welche physiognomisch in auffallendster Weise die Cacteenformen wiederholen. Durch ihren Milchgehalt unterscheiden sich die Euphorbien auch dem Unkundigen gegenüber sofort von den Cacteen. In Europa und Amerika bleiben sie niedrig, krautartig und sind mit Blättern versehen.

24) Ein weiter Sprung führt uns von den stachligen Cacteen zu den lieblichsten Spielzeugen der Natur, zu den Orchideen, deren Formen so seltsam sind, dass man sie als einen Versuch der Schöpfung im Carikiren bezeichnen kann. Fast dünkt es uns, als ob die Natur hier der wunderlichsten Laune ihres Schöpfergeistes gefolgt wäre, da zahlreiche Blüthen eine überraschende Aehnlichkeit mit gewissen Thiergestalten verrathen. Schon die Ophrys-Arten unserer Wälder zeigen ziemlich deutlich das Bild der Biene, der Fliege, der Spinne; unter den Tropen aber ahmen die Orchideenblüthen grosse, buntgefärbte Schmetterlinge mit ausgebreiteten Flügeln und langen Fühlfäden nach (so Oncidium Papilio von der Insel Trinidad); glänzende Käfer scheinen, Honig naschend, den Saugrüssel in den geöffneten Kelch der Blume zu tauchen; Acineta Humboldtii ähnelt einem Todtenkopf, der aus einer braunen Mönchscapuze hervorschaut; höchst seltsam ist ferner die Form

[1]) A. v. Humboldt, l. c. Bd. II, S. 31.

von Uropedium Lindenii, bei welcher Pflanze die drei inneren Blätter der Blüthenkrone in langen, linealen, bis zum Boden herabreichenden Zipfeln auslaufen. Die Orchideen in den heissen Strichen Amerika's, Asien's und Afrika's sind im Gegensatz zu denen der gemässigten Zone meist Epiphyten. Von den 2000 bekannten Arten gehören 116 Europa an; aber es sind lauter Aschenbrödel ohne Schmuck und Farbe. Von einer Orchidee stammt das edelste aller Gewürze, die Vanille, ab.

25) Die Lianen (Schlingpflanzen) oder die Rebenformen sind bei uns nur durch wenige Gewächse, durch den Weinstock, den Epheu, den Hopfen, die Schmeerwurz (Tamus), die Waldrebe (Clematis) und die Lonicere vertreten. In den tropischen Gegenden werden sie am stattlichsten. Sie sind es vor allem, welche die Tropenwälder undurchdringlich machen, ihnen aber auch zugleich eine ausserordentliche Pracht und Ueppigkeit verleihen; gleich Guirlanden ziehen sie sich, von herrlichen Blüthen besetzt, von Zweig zu Zweig. Wie Stricke, Reifen oder Taue hängen die bald finger-, bald armdicken Cipos von den Aesten der Bäume herab; sie bilden gewissermassen das Tauwerk zwischen den Masten der Baumriesen. Sie wickeln und drehen sich vielfach um einander, umwinden und umstricken die Aeste und Stämme, aber nicht immer diejenigen allein, auf denen sie ursprünglich wurzeln, sondern auch andere daneben befindliche.

Kletternde Pflanzen geben vor allem die Gattungen Passiflora (namentlich in Südamerika und Westindien), Bignonia, Paullinia, Bauhinia (sämmtlich in Amerika), Calamus (Rohrpalme, besonders auf den Inseln des indischen Archipels und in Hinterindien). Unter den Feigen ist die bemerkenswertheste Lianenform jene criminalistische Pflanze Brasilien's, welche den Namen Mörderschlinger (Sipa matador) erhalten hat. „Anfangs steigt die Feige senkrecht neben einem Stamme des Waldes in die Höhe; bis zu einer gewissen Länge gewachsen sendet sie Luftwurzeln aus, welche den fremden Stamm umkrallen und ihn so fest an den Mutterstamm andrücken, dass dieser zuletzt bei weiterem Wachsthum sich muldenförmig um den Gefangenen anschmiegt. Mit der Zeit unterliegt aber der umklammerte Stamm den Umschlingungen, die sich tief in seine Saftwege eingegraben haben; er wird welk, stirbt ab; der Mörderschlinger stützt sich auf einen Leichnam. Endlich fällt zwischen den Riesenschlingen der faulende Stamm zusammen; aber der Umschlinger bleibt stehen, in seiner so abenteuerlichen Gestalt die merkwürdigste Erscheinung des Urwaldes darbietend“ [1]).

26) Mit der Form der Aron-Gewächse sind wir durch eine sehr gemeine Topfpflanze, den Aronstab (Arum maculatum), vertraut ge-

[1]) Wilhelm Kabsch, l. c. S. 295.

worden. Dieser Typus zeichnet sich durch krautartige, saftige Stengel und dickadrige Blätter aus. Die letzteren sind bald pfeilförmig, bald fingerförmig gelappt, bald gefiedert, stets jedoch von beträchtlicher Grösse und oft mit rothen oder weissen Flecken versehen. Aber auch die Blüthen sind eigenthümlich gestaltet: sie sitzen auf dicken Fleischkolben und sind von einer mächtigen, weissen oder prächtig gefärbten Tute umgeben, welche die Blüthenorgane umhüllt. Der Einfluss, den die Aronformen auf die landschaftliche Physiognomie ausüben, ist nach dem Standort derselben ein verschiedener. Entweder wachsen sie aus der Erde und treiben knollige, grössere oder kleinere Wurzeln, welche oft als Nahrungsmittel von hoher Bedeutung sind, — bald von geringerer Grösse wie die Arum-Arten, bald mächtig emporstrebend wie das Calladium arborescens, — oder sie leben epiphytisch auf den Bäumen, wie die stattlichen Pothos-Gewächse, deren riesige Blätter wie Schirmdächer von den Bäumen der tropischen Wälder herabhängen, in ihren Grössenverhältnissen nur noch von den Bananen übertroffen.

27) Den Schluss dieser physiognomischen Typen bilden die Nymphäen, d. i. diejenigen Gewächse, deren Blätter und Blüthen auf der Wasseroberfläche schwimmen. Hierzu gehören als die bekanntesten unsere Seerosen, ferner Nelumbium speciosum (die Lotosblume der Alten, in Südasien und Nordafrika), sowie die colossale Victoria regia (auf dem Amazonas und seinen Nebengewässern).

IV. Die Vegetationszonen der Erde.

Eine vergleichende Betrachtung der Pflanzen auf verschiedenen Erdräumen lehrt uns, dass grössere, meist von Gebirgen oder Meeren umsäumte Gebiete von einheitlichem Klima in allen Theilen eine nahezu übereinstimmende Vegetation zeigen, zugleich aber auch eine grössere Anzahl eigenthümlicher Arten und Gattungen, sowie einzelne eigenartige Familien aufweisen. Hierdurch wurde man zur Aufstellung und Begrenzung natürlicher Vegetationsgebiete geführt. Der Däne J. Frederik Schouw, welcher zuerst die Erdoberfläche in derartige Gebiete zu theilen versuchte, fordert von einem selbstständigen pflanzengeographischen Reiche, 1) dass wenigstens die Hälfte der Arten diesem Erdraume eigenthümlich sei, 2) dass mindestens ein Viertel der Gattungen entweder hier ausschliesslich auftrete oder doch wenigstens ein so entschiedenes Maximum erreiche, dass die in anderen Erdräumen vorkommenden Arten nur als Repräsentanten zu betrachten seien, 3) dass einzelne Pflanzenfamilien gleichfalls entweder diesen Gebieten allein angehören oder wenigstens ein deutliches Maximum dort haben[1]).

Schouw vermied es, seiner pflanzengeographischen Eintheilung der Erde die klimatischen Zonen zu Grunde zu legen; denn er fand, dass das Pflanzenleben für die einzelnen Erdräume keineswegs allein durch die meteorologische Verfassung derselben bedingt sei. Indem er den Gesetzen der Verbreitung der Gewächse nachforschte, erkannte er, dass vielfach ganz andere als klimatische Schranken, namentlich Meere und Gebirge, die Verbreitung der Gewächse hinderten und schon deshalb keine völlige Uebereinstimmung zwischen Vegetations- und klimatischen Zonen bestehen könne. Bis zu welchem Grade häufig die Verbreitung der Gewächse von den klimatischen Verhältnissen der Länderräume unabhängig ist, lehren die folgenden Thatsachen.

[1]) Joachim Frederik Schouw, Grundzüge einer allgemeinen Pflanzengeographie. Berlin 1823. S. 505.

Die zahlreichen (gegen 1000) Palmenarten sind sämmtlich tropische und subtropische Gewächse; doch nehmen die meisten von ihnen sehr enge Bezirke ein. So wird die Dattelpalme (Phoenix dactylifera) nur in Nordafrika und Südwestasien, die Dompalme (Hyphaene thebaica) nur in Oberägypten, Nubien, Abessinien und Arabien, die Zwergpalme (Chamaerops humilis) nur in dem südlichen Europa und dem nördlichen Afrika angetroffen; viele der amerikanischen Palmen sind auf kleinere Räume, alle aber bis auf 2 Arten auf Amerika beschränkt. Die scharfe Trennung von Amerika und der Alten Welt wird unter jenen 1000 Palmenarten nur von 3 Arten durchbrochen; diese sind Elaeis guineensis (Oelpalme), Cocos nucifera (Cocospalme) und Raphia vinifera. Nach der berühmten Regel von Robert Brown, dass man das Vaterland weit verbreiteter Arten da zu suchen habe, wo die verwandten Arten vorkommen, stammen Elaeis und Cocos aus Amerika, hingegen Raphia aus Afrika. Doch begegnet man Elaeis auch in Afrika, Raphia in Brasilien, Cocos sogar in allen Tropenländern. Von der letzteren darf man behaupten, dass sie durch Meeresströmungen über die Oceane getragen worden ist, da ihre Frucht auch im Meerwasser die Keimkraft nicht verliert. Die Uebersiedlung der beiden ersteren nach transatlantischen Ländern aber ist noch ein Geheimniss; möglicher Weise ist sie durch Menschenhand herbeigeführt worden. Jedenfalls ist es ausserordentlich bemerkenswerth, dass unter c. 1000 Palmenarten nur 3 das Weltmeer überschritten haben [1]).

Höchst seltsam sind auch die Ericeen über den Erdkreis vertheilt. Bis jetzt sind gegen 440 Arten in 61 Gattungen bekannt. In Neu-Holland und auf den Nachbarinseln wird diese Familie gänzlich vermisst; in Nordamerika ist sie nur durch eine allerdings weit reichende Art (Erica coerulea) vertreten. In reichster Menge und in den manigfaltigsten Formen aber finden sich die wahren Eriken im Caplande; doch sind sie fast sämmtlich Südafrika eigenthümlich. Mit Ausnahme der Erica umbellata zeigen die Mittelmeerländer durchweg andere Arten. Noch weiter nach Norden entbehren die Ericeen einer grösseren Artenfülle, überziehen jedoch (so namentlich Calluna vulgaris) in grossen gesellschaftlichen Zügen weite Striche der Ebenen, die sich von der Schelde bis zum Westabhang des Ural erstrecken. Die Calluna vulgaris wächst aber auch auf den Azoren, in Island und Neu-Fundland; um so wunderbarer ist es, dass diese Pflanze im continentalen Amerika und ebenso im ganzen nördlichen Asien fehlt; offenbar ist ihr der Ural zu einer unüberwindlichen Schranke geworden [2]). China und Indien

[1]) O. Drude in Petermann's Mittheilungen 1878, S. 105.
[2]) Wilhelm Kabsch, Das Pflanzenleben der Erde. S. 247 f.

haben keine Ericeen, obwohl sie dem Ursitz der Familie, dem Caplande, viel näher liegen und mit ihm viel besser verbunden sind als Nordamerika, welchem doch wenigstens eine Art dieser Familie zu Theil geworden ist.

Die südliche Hemisphäre weist ferner viele Pflanzen aus der natürlichen Familie der Rosaceen auf, aber keine einzige Art des Geschlechtes Rosa [1]). — Von den 114 bekannten Arten des Genus Pinus gehört keine einzige der südlichen Hemisphäre an [2]), obwohl Pinus occidentalis selbst in Mexico häufig vorkommt und sogar an den Vulcanen der Fonseca-Bay (Centralamerika) unter dem 13. Grad n. Br. noch angetroffen wird [3]). Es ist um so auffallender, dass dieser Baum nicht weiter nach Süden vordringt, als er ein heisses Klima wohl zu ertragen vermag; denn auf der Insel Cuba und auf den niedrigen Hügeln der Isla de Pinos mischt sich derselbe mit den Palmen, und auf Hayti steigt er bei Cap Samana von dem Gebirge bis in das Litorale herab [4]). Trotz alledem vermochte er nicht den südamerikanischen Continent zu erreichen. Ebenso erinnert die Abwesenheit der wahren Abietineen, der Juniperineen, Cupressineen und aller Taxodineen, wie der Torreya, der Salisburia adiantifolia, des Cephalotaxus aus den Taxineen, in der südlichen Erdhälfte lebhaft an die räthselhaften, noch unenthüllten Bedingungen, welche für die ursprüngliche Vertheilung der Pflanzenformen massgebend waren und durch Gleichheit oder Verschiedenheit des Bodens, sowie der meteorologischen Processe nicht befriedigend erklärt werden können [5]).

Eigenthümliche Beziehungen bestehen namentlich zwischen der Flora der Alten und Neuen Welt. Schon Schouw [6]) bemerkte: „Der Unterschied in der Vegetation der Continente nimmt von dem nördlichen Polarkreise gegen den Aequator immer zu; man möchte daher aus klimatischen Ursachen glauben, dass jenseits des südlichen Wendekreises die Uebereinstimmung wieder grösser werde. Dies bestätigt aber keineswegs die Erfahrung; sie lehrt uns vielmehr, dass im Gegentheil der Unterschied der Continente in der südlichen temperirten Zone grösser ist als selbst in der heissen.“ Bis zu einem gewissen Grade identisch ist zunächst die arktische Flora unter allen Meridianen

[1]) A. v. Humboldt, Ansichten der Natur. Stuttgart und Tübingen 1849. Bd. II, S. 193.

[2]) l. c. S. 192 f.

[3]) Moriz Wagner, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika. Stuttgart 1870. S. 364.

[4]) A. v. Humboldt, l. c. Bd. II, S. 185.

[5]) l. c. S. 193.

[6]) Grundzüge einer allgemeinen Pflanzengeographie. S. 427.

in den höheren Breiten des Waldgebietes, wo die Berings-Strasse den Austausch zwischen den Floren Asien's und Amerika's nicht wesentlich hindert. Wenn wir aus dem Porlarkreise heraustreten, beobachten wir zwar noch immer eine grosse Aehnlichkeit zwischen der Pflanzenbevölkerung Nordamerika's und der Alten Welt; allein die Zahl gemeinsamer Arten wird mit der wachsenden Entfernung der beiden Welten immer geringer. Nach Hinds' Schätzung findet sich etwa die Hälfte der in den Wäldern von Aliaska vorkommenden Pflanzen auch in Sibirien und Europa; vor allem ist mit Sicherheit erwiesen, dass die in den südlicher gelegenen Waldzonen Nordamerika's einheimischen europäischen Arten aus dem Norden stammen; es sind nordische Gewächse, welche auf den Meridianen beider Continente sich südwärts verbreitet haben [1]). Daneben trat jedoch ein thatsächlicher Austausch zwischen europäischer und amerikanischer Flora ein, was natürlich nur auf dem Wege über die Orkneys- und Shetlands-Inseln, sowie Island und Grönland geschehen konnte. Charles Martins [2]) verglich daher die Pflanzenwelt dieser Kette von Inseln, und die Artenvertheilung entsprach der Annahme einer Besiedelung der Inseln durch Wanderung; denn je weiter man sich von Europa entfernt, desto mehr vermindern sich die ausschliesslich europäischen Arten, und in gleichem Masse vermehren sich die ausschliesslich grönländischen. Ueber jene Inselbrücke drangen die Pflanzen nach Norden vor; gleichzeitig aber verfolgten die auf Grönland einheimischen arktischen Pflanzen den umgekehrten Weg und verbreiteten sich über Island, die Färöer, die Shetlands- und Orkneys-Inseln nach den Gebirgen Schottland's. Diese doppelte Wanderung lässt sich leicht ziffermässig begründen. Auf den Shetlands-Inseln beträgt der Antheil der rein europäischen Arten an der Gesammtflora von Shetland noch ein Viertel, auf den Färöern nur ein Siebentel, auf Island gar nur ein Zehntel. Mit der Entfernung von Europa verringert sich demnach die Zahl der diesem Continente eigenthümlichen Gewächse; gleichzeitig aber wächst der Antheil der grönländischen Gewächse fast in demselben Verhältnisse.

Immerhin muss das nordamerikanische Waldgebiet als ein selbstständiges angesehen werden; denn es besitzt eine grosse Zahl eigenthümlicher Gattungen. Asa Gray hat gefunden, dass von denen allein, welche die nördliche Laubholzzone bewohnen, reichlich die Hälfte (353 unter 694) der europäischen Flora und beinahe der vierte Theil auch der asiatischen Flora fremd ist; 120 Gattungen gehören dieser Zone ausschliesslich an [3]). Weiter nach Süden schwinden die Aehnlichkeiten

[1]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. II, S. 268.
[2]) Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1868. Bd. I, S. 235 f.
[3]) A. Grisebach, l. c. Bd. II, S. 269.

der Flora auf den Räumen östlich und westlich des Atlantischen Oceans mehr und mehr; da, wo sich in Mittelamerika die Cordilleren erniedrigen, hören die verwandtschaftlichen Züge beinahe gänzlich auf, und in Südamerika begegnen wir einer neuen Pflanzenwelt, die sich von derjenigen in den klimatisch entsprechenden Gebieten der Alten Welt durch Fremdartigkeit und zum Theil durch alterthümliche Formen unterscheidet.

Grisebach[1]) erklärt im Gegensatze zu Schouw eine Eintheilung der Erde nach den statistischen Verhältnisszahlen der Familien für unzweckmässig, da oft zwei durchaus von einander zu trennende Floren (wie die von Ceylon und Jamaica) in dieser Hinsicht im wesentlichen übereinstimmen. Er betont vielmehr den gleichartigen Naturcharakter, die Aehnlichkeit der meteorologischen Vorgänge innerhalb eines und desselben Gebietes und gelangt so zu einer klimatologisch-physiognomischen Eintheilung. Ganz besonders berücksichtigt er die geographischen Schranken (Meere, Gebirge, Wüsten etc.), durch welche eine allgemeine Mischung für die eminente Mehrzahl der Arten gehemmt oder ganz verhindert wird. Da aber der letztere Gedanke auch der Schouw'schen Eintheilung mit zu Grunde lag, so fallen die Grisebach'schen Florengebiete mit den Schouw'schen vielfach zusammen, obwohl die Hauptprincipien, nach denen beide entworfen sind, durchaus verschieden sind.

In dem Folgenden geben wir nach A. Grisebach[2]) ein übersichtliches Bild von den Vegetations-Gebieten der Erde (vgl. hierzu Fig. 88).

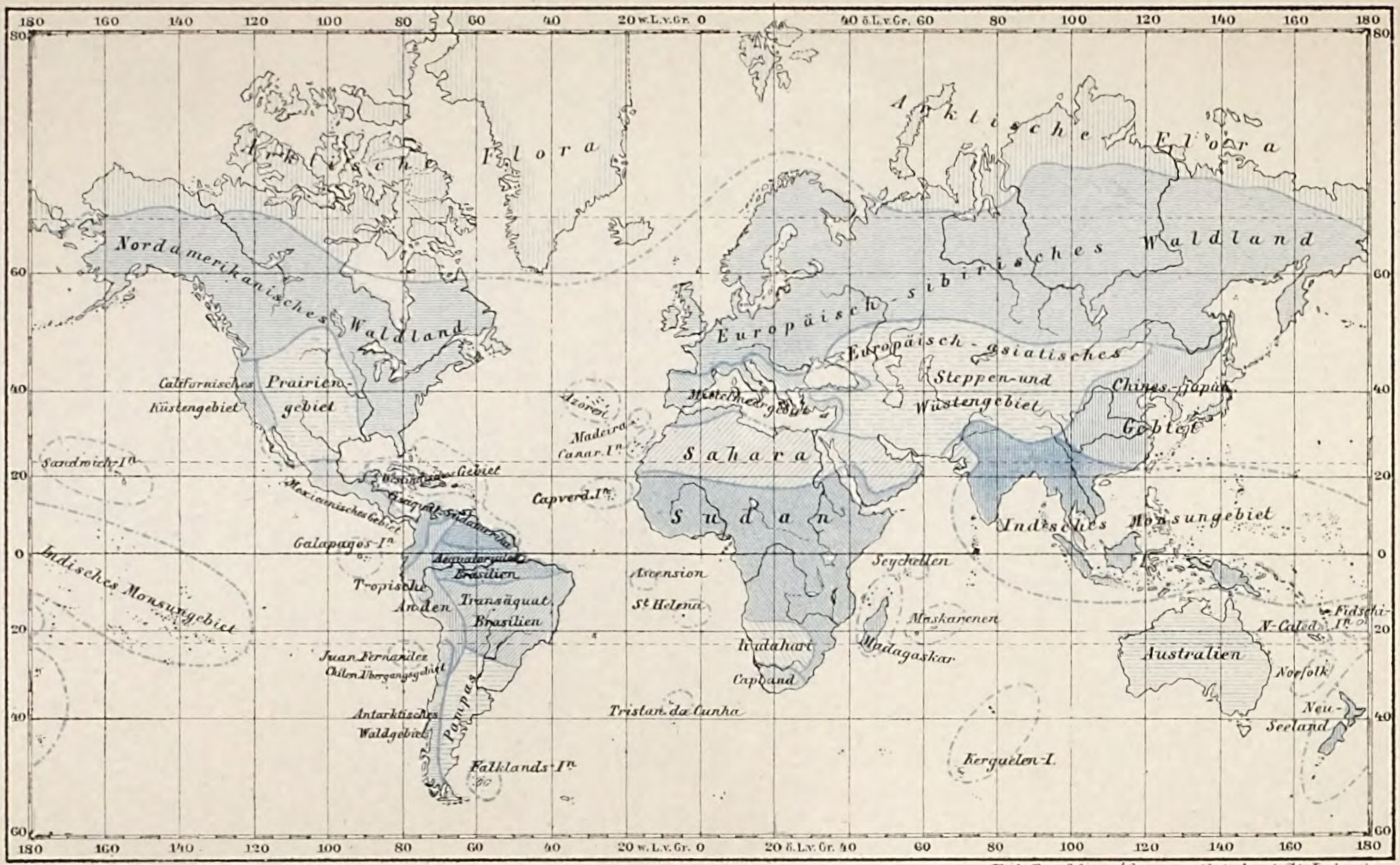
1) Das arktische Gebiet umfasst alle Polarlandschaften jenseits der Baumgrenze: das europäische Samojedenland, Nordsibirien und den nördlichen Theil der Hudsonsbay-Länder nebst allen nördlich von den Continenten gelegenen Archipelen und Inseln mit Einschluss von Grönland und Island. Hierzu sind auch zu rechnen die alpinen Regionen, also alle Gebirgshöhen zwischen Baum- und Schneegrenze in der ganzen nördlich gemässigten Zone von den lappländisch-norwegischen Fjelden bis zum Himalaya und den Rocky-Mountains.

Die arktische Flora ist durchweg klein, meist nur wenige Centimeter hoch. Auf diese Weise wird es ihr möglich, die lange Winterkälte zu ertragen; denn je geringer der Umfang der Pflanze ist, desto kleiner ist die vom Organismus alljährlich in der Vegetationsperiode zu leistende Arbeit; die Pflanze ist demnach in solchem Falle im Stande, den jährlichen Kreislauf des Wachsthums auf das kürzeste Mass einzuschränken. Im Taimyrlande ist die durchschnittliche Wuchshöhe der

[1]) Petermann's Mittheilungen 1866, S. 45.
[2]) Die Vegetation der Erde. Leipzig 1872. Bd. I und II.

Die Vegetationsgebiete der Erde.

Nach A. Grisebach.



Aus Peschel-Leipoldt, Phys. Erdkunde.

F. A. Brockhaus' Geogr.-artist. Anstalt, Leipzig.

Fig. 88.

Pflanzen nach A. Th. v. Middendorff[1]) ungefähr 13½ Centimeter; die höchsten Zwergsträucher erreichen nur 38 Centimeter, und selbst die Zwergbirke bleibt hier so klein; denn auch diejenigen arktischen Gewächse, welche sich bis in die gemässigte Zone verbreiten, verlieren im hohen Norden bedeutend an Grösse.

In dem arktischen Gebiete herrschen Laubmoose und Flechten vor. Sie beginnen bereits lebhaft zu vegetiren, sobald die Bodenwärme sich nur ein wenig über den Gefrierpunkt erhebt; sie vermögen sich daher selbst in unmittelbarer Nähe des schmelzenden Eises zu entwickeln. Die mit Feuchtigkeit gesättigten Tundren des Samojedenlandes und des arktischen Sibirien sind vorwiegend von grünen Laubmoosen (insbesondere von Polytrichum, an den feuchtesten Stellen von Sphagnum) bedeckt. Wo hingegen die Oberfläche leichter abtrocknet, also vor allem wo anstehendes Gestein derselben nahe liegt, da überkleiden Flechten den Boden und verleihen ihm eine meist schon aus der Ferne erkennbare braune bis schwarze, graue oder gelblichweisse Färbung. Namentlich waltet auf den alpinen Fjelden Skandinavien's und im arktischen Amerika die Flechtentundra vor; die hier am häufigsten vorkommenden Arten gehören den drei Gattungen Cetraria, Cladonia und Evernia an. Von den Gräsern treffen wir die rasenbildenden Wiesengräser ebenso wie in den Waldgebieten der gemässigten Zone vorzugsweise am fliessenden, die Cyperaceen (Halm ohne Knoten) an dem gestauten Wasser des Sumpfbodens. Die meisten der letzteren zählen zu der Gattung der Seggen (Carex). Auf den zahlreichen niedrigen Kräutern mit farbenreichen Blumen beruht der Schmuck und die Manigfaltigkeit der arktischen Flora. Die Holzpflanzen sind nur durch Zwergsträucher, wie durch Zwergbirke, Polarweide, Vaccinien (V. uliginosum und V. vitis idaea), Azaleen, Rhododendron lapponicum u. a., vertreten. — Die Cultur der Cerealien ist im Bereich der arktischen Flora unmöglich, da die Vegetationszeit für dieselben zu kurz ist; demnach hat hier der Boden höchstens für die nomadisirenden Völkerschaften, welche ihn während des Sommers mit ihren Heerden aufsuchen, als Weidegrund vorübergehend eine gewisse Bedeutung.

2) Zu dem europäisch-sibirischen Waldgebiete ist ganz Nord- und Mitteleuropa, sowie Sibirien zu rechnen; es ist grösstentheils im Norden und Süden von den beiden durch Kälte oder Steppenklima bedingten Waldgrenzen eingeschlossen. Der Vegetationscharakter gründet sich auf die längere Dauer der Vegetationszeit, welche die Entfaltung des Waldwuchses ermöglicht, und auf die relativ reichen, über das ganze Jahr vertheilten Niederschläge.

[1]) Reise in den äussersten Norden und Osten Sibirien's. St. Petersburg 1848. Bd. I, Theil 2, S. 112 ff.

Düstere, immergrüne Nadelhölzer wechseln mit freundlichen, sommergrünen Laubwäldern, üppige, blumengeschmückte Wiesen mit weit ausgedehnten, wogenden Getreidefeldern. An Zahl der Arten werden die Nadel- und Laubholzformen dieses Gebietes von vielen anderen Florengebieten übertroffen; dennoch hat die Natur in unseren Waldungen mit einfachen Mitteln ausserordentlich Herrliches geschaffen. Unsere Bäume vereinigen in sich hohe Schönheit, anmuthvolle Würde und mächtige Kraft; dazu entschädigen individuelle Gestaltung und Gruppirung genugsam die mangelnde Manigfaltigkeit der Organisation.

Von Nadelholzbäumen giebt es hier nach Grisebach[1]) 11 sicher umgrenzte Arten, von denen jedoch mehrere nur kleinere Räume einnehmen. Nach dem Umfang ihres Verbreitungsgebietes geordnet sind dies folgende: die Kiefer oder Föhre (Pinus silvestris), die Fichte oder Rothtanne (P. abies und var. obovata), die Lärche (P. larix und var. sibirica und daurica), die Arve oder Zirbelnusskiefer (P. cembra), der Taxus (T. baccata), die Edel- oder Weisstanne (P. picea), die Pichta- oder sibirische Edeltanne (P. pichta), die Menzies-Tanne (P. Menziesii, von Ostsibirien bis Japan und zu den Rocky-Mountains), die Seestrandkiefer (P. pinaster, von Südeuropa bis an die Küsten von Frankreich), die Laricio-Kiefer (P. Laricio und var. austriaca, von Südeuropa bis zum Wiener Walde und Ungarn) und die Krummholzkiefer (P. montana oder Mughus, in den Alpen, Karpathen und Sudeten). Ausser dem Taxus gehören diese Coniferen sämmtlich zu der Gattung Pinus. Von ihnen bilden die Kiefer und die Fichte die ausgedehntesten Waldungen. Da sich beide vielfach auf denselben Länderräumen vorfinden, so lässt sich leicht erkennen, inwiefern ihr Vorkommen von der Beschaffenheit des Bodens abhängig ist. In Westeuropa dominirt die Kiefer in der sandigen Ebene, die Fichte auf dem Gebirge; im nördlichen Russland hingegen beherrscht die erstere das sandige Hügelland des Diluviums, die letztere aber die thonreichen Niederungen des Old-red-sandstone. In den Alpen steigt die Kiefer bei weitem nicht so hoch empor wie die Fichte, während sie sich auf den Fjelden des südlichen Norwegen bis zu gleichem Niveau wie die letztere erhebt. In Lappland dringt die Kiefer noch weiter nach dem Norden vor als die Fichte; doch gelangt sie in Sibirien, wo sie bis zum Amurgebiete oft mit Tannen gemischt wächst, nicht einmal bis zum Polarkreise. Diese Ungleichheiten sind namentlich auf zwei Eigenschaften ihrer Organisation zurückzuführen: auf die tiefe Pfahlwurzel, welche die Kiefer in den Boden sendet, und auf das grössere Lichtbedürfniss ihrer weitläufig geordneten Nadeln.

[1]) l. c. Bd. I, S. 543.

Die Anzahl der Laubbäume ist zwar sechsmal so gross als die der Nadelhölzer; aber nur die Buchen, Eichen und Birken schaaren sich zu grossen Waldungen zusammen. Die übrigen sind meist bloss Begleiter derselben, und fast die Hälfte ist auf einzelne Abschnitte der Grenzregionen beschränkt. Zur Buchenform sind ausser der Buche zu zählen die Kastanie, die Hainbuche (Carpinus), 5 Eichen, 3 Ulmen, die Syringa, 2 Ebereschen (Sorbus) und 11 wilde Obstbäume (Prunus, Pyrus), zur Lindenform 6 Linden, 9 Ahorne (Acer), eine Eberesche, 5 Pappeln (Populus), ein Nussbaum (Corylus), 5 Birken und 2 Erlen (Alnus) und zur Eschenform 2 Eschen (Fraxinus), der Fliederbaum (Sambucus), eine Staphylea, 4 Ebereschen und im Amurgebiete 2 Wallnussbäume (Juglans), sowie einzelne Vertreter der Rutaceen (Phellodendron), der Leguminosen (Cladrastis) und der Araliaceen (Aralia). Zur Weidenform gehören mehrere Arten der Gattung Salix. Eine merkwürdige Vegetationsscheide bildet der Ural; denn es sind von den genannten Bäumen fast nur die Birke, die weisse Erle, die Traubenkirsche, die Eberesche und die Pappel beiden Gebirgsseiten gemeinsam; ausser der Eiche und den Obstbäumen finden auch die Ahorne und die Ulmen, die Esche und die schwarze Erle hier ihre Grenze, und die Linde verkümmert in Westsibirien zu einem Strauche [1]). Da ausser der Birke in Sibirien keiner der Laubbäume in grösseren Beständen auftritt, so hat man sich vorzustellen, dass der Laubwald im wesentlichen auf zwei durch den sibirischen Nadelwald getrennte Hauptzonen zurückgedrängt ist: auf die mitteleuropäische und auf das Amurgebiet. Wie dem europäischen Laubwald durch den Ural im Osten eine Schranke gesetzt ist, so dem des Amurgebietes durch die Chingan-Stanowoikette im Nordwesten.

Auffallend ist es, dass die Waldbekleidung des Bodens um so grossartiger sich entfaltet, je weiter man von den Küsten des Atlantischen Oceans nach dem Inneren unseres Continents und aus Mitteleuropa nach höheren Breiten fortschreitet. Während die bewaldete Fläche in Grossbritannien 2,4, in Dänemark 5, in Holland 7 und in Frankreich 17 Procent des Gesammtareals beträgt, wächst sie in Norwegen auf 31, in Russland auf 38, in Schweden auf 39 Procent an. In den russischen Gouvernements Archangel, Wologda und Olonez sind sogar mehr als 50 Procent des Landes von Wald überzogen. Mögen auch diese Verhältnisse zum Theil durch die sich immermehr ausbreitende Cultur der Cerealien herbeigeführt worden sein, so bleibt es doch wahrscheinlich, dass die Lichtungen zum Theil weit älter und somit durch die Beschaffenheit des Bodens, namentlich durch einen zu

[1]) A. Th. v. Middendorff, Reise in den äussersten Norden und Osten Sibirien's. St. Petersburg 1867. Bd. IV, Theil 1, S. 766.

geringen oder zu hohen Grad der Befeuchtung bedingt sind. Wenigstens wissen wir von vier grösseren Räumen dieses Gebietes, dass auch von unbeackertem Boden die Wälder verscheucht sind: von den Haideflächen des westlichen Europa's, von den Pussten Ungarn's, von den grossentheils mit Gesträuch bedeckten Sümpfen Russland's und den Grasfluren des Amurlandes und Kamtschatka's.

Unter die Sträucher dieses Vegetationsgebietes, welche bisweilen selbstständige Formationen, vielfach aber auch das Unterholz der Laubwälder bilden, gehören der Weissdorn (Crataegus) und andere Rosaceen (Prunus, Rubus, Rosa), sowie verschiedene Beeren tragende Gesträucher, wie die Heidelbeere (Vaccinium myrtillus und uliginosum), die Preisselbeere (V. vitis idaea) und die Rauschbeere (Empetrum nigrum) u. a. Die letzteren sind namentlich in der nordischen Zone der Nadelhölzer durch geselliges Wachsthum ausgezeichnet und zwar von den Wäldern Skandinavien's an bis zu denen Kamtschatka's. — Die immergrüne Erikenform ist nur im westlichen Europa von landschaftlicher Bedeutung. Zwar ist die Calluna, der Haidestrauch der baltischen Ebene, auch in Russland heimisch; aber sie bedarf hier meist des Schutzes schattenspendender Bäume, die dem Boden die Feuchtigkeit bewahren. Am stattlichsten und zugleich am manigfaltigsten ist das Haidegesträuch in der Gascogne (Frankreich). — Unter den Gramineen sind die rasenbildenden Gräser von ganz besonderer Wichtigkeit; sie verleihen grossen Strecken jenes herrliche, saftgrüne Gewand, welches in den Nachbargebieten nur sehr unvollkommen zur Geltung gelangt.

3) Das Mittelmeergebiet begreift in sich den grössten Theil Nordafrika's und der iberischen Halbinsel, das südliche Frankreich und die übrigen Uferlandschaften des Mittelmeeres, sowie am Pontus die Nordküste Kleinasien's, den westlichen Theil Transkaukasien's und die Südküste der Krim. Während des heissen, regenarmen Sommers wird die Vegetationsperiode Monate lang unterbrochen; hingegen gewährt der milde Winter, in welchem auch reichliche Regen fallen, eine längere Entwicklungsperiode im Frühling und eine kürzere im Herbst. Auf dem iberischen Hochlande vertreibt die Strenge des Winters die Mediterran-Flora und prägt demselben den Steppencharakter auf. Auch sonst erfahren durch die plastische Gestaltung der Oberfläche Klima und Vegetation vielfache Veränderungen.

Der eigenthümliche Zauber, welcher über eine südeuropäische Landschaft ausgegossen ist, beruht nicht allein auf den feinen Formen und der edlen Haltung der dortigen Gewächse, sondern auch auf der dunkleren Färbung des Himmels und des Meeres, sowie auf der Durchsichtigkeit der Atmosphäre, welche die Contouren am Horizonte verschärft und Nahes und Fernes zu einem inhaltsvollen Bilde vereinigt. Die herrliche

Krone der stolzen Pinie, die tiefen Farben schlanker Cypressen treten auf dem dunklen Hintergrunde des reinen Himmels ausserordentlich klar hervor. Im Winter sind jene Reize zwar sehr geschwächt; dafür prangen in den ersten Monaten des Jahres jene Gewächse in einer Blüthenfülle, wie sie der Norden nicht aufzuweisen hat.

Der Hauptunterschied zwischen der Mittelmeerflora und der nordeuropäischen besteht in dem immergrünen Laubblatt der Holzgewächse, welches sich gleichzeitig durch reiches, tiefes Grün und durch den Glanz der geglätteten Blattfläche auszeichnet. Zu keiner Jahreszeit sind jene Bäume des Südens kahl und entlaubt, weil die Blätter zu der Zeit, wo die neuen Laubtriebe sich entfalten, noch nicht abgestorben sind. Die beste „Leitpflanze“ der Mittelmeerflora ist der Oelbaum (Olea europaea), jene classische Gestalt, die seit uralten Zeiten an den Ufern des Mittelmeeres heimisch ist und deren Bedeutung für die Landschaft durch die Cultur erheblich gesteigert worden ist. Wie der Oelbaum, so zeigen auch viele andere immergrüne Baumformen des Südens das Bestreben, in die Strauchgestalt überzugehen; namentlich gilt dies von dem südeuropäischen Lorbeer (Laurus nobilis), der sich gewöhnlich nur zu einem 2 bis 3 Meter hohen Strauch entwickelt und auch dann, wenn er zu einem wirklichen Baume mit Stamm und Krone wird, nur eine Höhe von 8 Metern erreicht. Ueberhaupt besitzen die Mittelmeerländer eine ganz eigenartige Strauchformation, welche auf Corsica, den dalmatinischen Inseln und am Nordgestade des Aegäischen Meeres weite Räume einnimmt und gewöhnlich mit ihrem corsischen Namen Maquis genannt wird. Ausser dem echten Lorbeer gehören zu den Strauchgebüschen dieser Maquis verschiedene Arten von Rosenlorbeer (Cistus), von Myrten, Oleander, Buxbaum, Mastix und Erikensträuchern, unter welche sich die langen, blattlosen Ruthen der Spartiumformen (Spartium junceum) drängen. Die eigentlichen Waldbildner der warmen Küstenregion sind vor allem die zahlreichen Arten immergrüner Eichen, von denen zwei, die Steineiche (Quercus ilex) und die Coccuseiche (Q. coccifera) in allen Theilen des Mittelmeergebietes angetroffen werden. Einige auf die Nordwestufer des Mittelmeeres beschränkte Arten (Q. occidentalis, Q. suber, Q. pseudosuber) liefern den Kork. Jene Eichen haben durchweg kleinere Blätter und meist einen niedrigeren Wuchs als ihre nordischen Verwandten. Zu den Culturbäumen des Südens gehören der Mandelbaum (Amygdalus communis), der Granatbaum (Punica granatum) und die beiden Maulbeerbäume (Morus alba und nigra). An den nördlichen Gestaden des Mittelmeeres ist ferner die echte Kastanie allgemein verbreitet. Die prächtige, mit zackig-rundem Laube versehene Platane (Platanus orientalis), welche wahrscheinlich aus

Indien stammt, kommt nur in Macedonien und Griechenland und weiter ostwärts bis zum Indus vor.

Von ebenso hoher landschaftlicher Wichtigkeit wie die Laubbäume sind in Südeuropa die Nadelhölzer. Zwei Arten der Gattung Pinus (im Ganzen durch 11 Arten vertreten) bewohnen fast den ganzen Umfang der immergrünen Region: die Pinie (Pinus pinea) und die Aleppo-Kiefer (P. halepensis), von denen die erstere, durch ihren säulenartigen Stamm und ihr schirmartiges Dach an die Palmen erinnernd, ein Hauptschmuck jener Gegenden ist. Auch die nordische Kiefer (P. silvestris) fehlt hier nicht; dagegen vermissen wir die Rothtanne, die Fichte des Nordens, welche durch die Edeltanne (P. picea) ersetzt wird. Auf dem Atlas, Taurus und Libanon findet sich die Ceder (P. cedrus). Mehrere Wachholderarten erreichen Baumhöhe (10 Meter) und bilden in gewissen Landschaften hochstämmige Wälder. Die durch dunkle Färbung ihres Grüns ausgezeichnete Cypresse zeigt in ihrem steifen, obeliskenartigen Wuchs eine merkwürdige Monotonie.

Im Mittelmeergebiet ist nur eine Palme heimisch: die Zwergpalme (Chamaerops humilis). Meist fehlt ihr der Stamm, weshalb die schirmförmig getheilten Blätter fast unmittelbar dem Boden entsprossen scheinen; nur selten entwickelt sie einen niedrigen Holzstamm. Die Dattelpalme (Phoenix dactylifera) ist erst durch die Cultur an die Ufer des Mittelmeeres verpflanzt worden, was schon daraus hervorgeht, dass selbst an den heissen Küsten von Algerien und Sicilien ihre Früchte nicht zur Reife gelangen. Aus Amerika eingeführt ist die Agave americana (vgl. S. 540), sowie die cactusartige indische Feige (Opuntia ficus indica), und aus Vorderindien stammen die Agrumen (Name für die zahlreichen Citrusarten), also die Citrone (Citrus medica), die gemeine Orange oder Pomeranze (C. vulgaris), die Limone (C. limonium, fälschlicher Weise bei uns Citrone genannt), die Apfelsinenorange (C. aurantium) u. a. Als echte Kinder der Tropen fordern die Citrusgewächse gut befeuchteten Boden und grosse Wärme; sie kommen daher erst in dem südlichen Theile der südeuropäischen Halbinseln und auch hier nur auf den niedrigen Küstenebenen vor. Ein weit geringeres Verbreitungsgebiet haben andere von Haus aus tropische Gewächse. So ist in Südeuropa die Baumwollenstaude im wesentlichen auf Unteritalien, das Zuckerrohr auf Andalusien, der Pisang und die Batate auf Sicilien beschränkt.

Ueberall gedeiht im Süden der Weinstock, dessen Trauben hier an Zuckergehalt und Feuer gewinnen. Er wird nicht bloss an den Gehängen, sondern auch auf freiem Felde cultivirt und rankt vielfach (namentlich in Italien) an den Maulbeerbäumen empor. Von den Cerealien spielen der Weizen und der Mais, in der Lombardei und Andalusien auch der Reis eine hervorragende Rolle. Die Rohrgräser erlangen

ein wahrhaft tropisches Aussehen. Das spanische Rohr (Arundo donax) schiesst schon in der Lombardei 4 bis 5 Meter hoch empor, und die Halme einer Hirse, des Sorghum saccharatum, stehen ihm an Höhe nicht nach. Dafür entbehren freilich die Tiefländer der rasenbildenden Gräser, deren saftiges Grün dort lediglich die Gebirgslandschaften schmückt.

4) Das grosse europäisch-asiatische Steppen- und Wüstengebiet reicht von den Donaumündungen am Schwarzen Meere bis zu den Quellflüssen des Amur, von der mittleren Wolga (53° n. Br.) bis an die Küsten des Arabischen Meeres in Balutschistan (25° n. Br.) und bis zum Himalaya. Obwohl dieses Gebiet nach seiner geographischen Lage mit den gesegneten Ufern des Mittelmeeres nahe verwandt erscheint, so ist doch sein Klima für das Pflanzenleben nicht viel günstiger als das arktische. Beide Zonen besitzen einen heissen, regenarmen Sommer[1]); aber in den Steppen und Wüsten wird durch den langen und strengen Winter die Vegetationszeit des Frühlings stark verkürzt und die herbstliche kaum wieder aufgenommen. Demnach wird die Entwicklungsperiode der Pflanzen wie im hohen Norden auf weniger als drei Monate verkürzt; nur gewisse, für ein so trockenes Klima besonders disponirte Gewächse haben eine längere Vegetationszeit. Natürlich gewähren stets die Flussufer und die reicher benetzten Gebirgsregionen günstigere Wohnstätten für höher organisirte Pflanzen als die weiten, dürren Ebenen.

Die Gewächse der Steppe sind in manigfacher Weise gegen die verderblichen Wirkungen der Sommerdürre geschützt. Solchen Schutz gewähren ihnen entweder die zahlreichen Hüllen um den innern Lebenskeim, wie bei den Zwiebelgewächsen (Liliaceen, Irideen), oder der Natriumreichthum ihrer Säfte, da Salzwasser viel langsamer verdunstet als reines (namentlich bei den Chenopodeen und Tamarisken), ferner eine Haarbekleidung des Blattwerkes, wodurch die Kraft der Sonnenstrahlen geschwächt und somit die Verdunstung gehemmt wird (z. B. bei den Artemisien), die Bildung von Dornen, durch welche die Blattentwicklung beeinträchtigt und somit die verdunstende Oberfläche vermindert wird, sowie endlich ätherische Oele, durch deren Ausscheidung aromatische Gewächse ihre Umgebung abkühlen und demnach ihre Verdunstung verringern. So gelingt es den Artemisien, einigen Polygoneensträuchern und den Chenopodeen, bis über die Dürre des Sommers hinaus zu vegetiren. Unter diesen Verhältnissen erreicht eine über die Aral-Gegenden, Turkestan und Persien verbreitete Chenopodee, der

[1]) Zwar fällt das Maximum des Regens in den Sommer (s. S. 276); doch genügen bei der grossen Sommerhitze jene strichweise als Platzregen auftretenden Regen nicht zur Entwicklung des Baumwuchses.

Saxaul (Haloxylon Ammodendron) unabhängig von zugänglichen Wasservorräthen einen baumartigen Wuchs. Er gleicht einem grün gefärbten Bündel von Reisern, in welchem Stämme bis zu 20 Centimeter Dicke und von 5 bis 6 Meter Höhe vorkommen, „der einzige Wald in diesen Einöden, aber ein Wald ohne Blätter und ohne Nadeln, wiewohl grün und blühend, eine Nachahmung der Casuarinenform Australien's."

Ausserordentlich zahlreich vertreten sind die Dornsträucher, insbesondere auf den Plateaux. Hierher gehören vor allem die Tragantsträucher auf den Hochsteppen von ganz Vorderasien und die Caraganen in Centralasien (von Tibet bis zum Altai). Durch diese Dornsträucher verliert der Boden sehr an seinem Werth als Weideland; denn unter allem Vieh nimmt nur das Kameel mit derartigem Futter (Alhagi camelorum) verlieb. Aber auch die Gräser sind nicht von hohem Nahrungswerth; die vorherrschenden schiessen früh in Aehren, verdorren dann und liefern im Sommer statt nahrhaften Heu's nur gelbliches Stroh. Man bezeichnet die meist mit den hohen Rasenbüscheln starrblättriger Stipaarten bedeckten Ebenen als Tirssa. Da diese nicht mit Vortheil gemäht werden kann, so brennt man sie am liebsten ab. Wie wenig werthlos jene Gräser sind, erhellt am deutlichsten daraus, dass das beste Gras der russischen Steppen (Festuca ovina) in Mitteleuropa für fast völlig werthlos gilt. Natürlich gewähren die zarten Triebe im Frühjahr die beste Fütterung; im übrigen muss die Grösse des Raumes die weidenden Thiere entschädigen für die Armuth des Ertrags. Das herrliche, tiefe Frühlingsgrün der Steppe wird gegen Ende April durch eine Anzahl glänzend gefärbter Frühlingspflanzen geschmückt: durch Tulpen und andere Liliaceen, sowie Irisarten. Mitte Mai ist jedoch bereits der Tulpenflor dahin; es folgt dann die Blüthezeit der Cruciferen und Labiaten und im Juli die der Leguminosen und Umbelliferen. Aber schon im August ist die Steppe gänzlich verödet.

In den sumpfigen Niederungen (namentlich am Kaspi-, Aral- und Balchasch-See) bilden die Rohrgräser (Arundo phragmites) grosse Schilfgürtel, welche der Lieblingsaufenthaltsort wilder Eber und unzähliger Wasservögel sind. Die Ufer fliessender Gewässer werden hie und da (namentlich in Hochturkestan) von einem breiten Streifen hochstämmigen Waldes umsäumt; meist bestehen die Uferwaldungen aus Weiden und Pappeln (darunter die Asien eigenthümlichen Arten Populus euphratica und pruinosa). Diese Bäume sind ursprünglich Fremdlinge in der Steppe gewesen wie auch die Oschurgebüsche am Todten Meere, die Zwergpalmen Balutschistan's und die von den Arabern in die südlichen Landschaften eingeführten Dattelpalmen.

5) Das chinesisch-japanische Gebiet geniesst vor vielen anderen Erdräumen den Vorzug, eine regelmässig wiederkehrende und

dabei höchst günstige Vertheilung der Niederschläge zu besitzen. Begründet ist dieselbe in den ebenso regelmässig wechselnden Monsunen, die während des Sommers mit Wasserdampf reich beladene Seewinde, während des Winters trockene Continentwinde sind (vgl. S. 269 f.). Demnach empfängt das Erdreich während der heissen und für die Entfaltung der Vegetation wichtigsten Monate die reichsten Regen.

Die Flora China's und Japan's, mit welcher sich übrigens zahlreiche europäisch-sibirische und indische Formen mischen, zeichnet sich im Vergleich zu derjenigen Europa's durch eine weit grössere Manigfaltigkeit der Gewächse, insbesondere der Bäume aus. Wie in Südeuropa, so walten auch hier immergrüne Blattorgane vor. Die Coniferen werden allein in Japan, soweit man bis jetzt Kunde hat, durch mehr als 30 Arten vertreten. Dieselben sind fast alle Asien eigenthümlich, sind aber physiognomisch den europäischen Tannen und Kiefern vielfach sehr ähnlich. Besonders auffallende Gestalten sind die Schirmfichte Japan's (Sciadopitys), deren Krone einen aus breiter Grundfläche sich entwickelnden regelmässigen Kegel bildet, und eine weisslich berindete Kiefer des nördlichen China's (Pinus bungeana) mit höchst merkwürdiger Verzweigung, da in geringer Höhe über dem Boden acht bis zehn Aeste steil wie Masten emporwachsen und erst an ihrer Spitze sich in verschlungene Kronen auflösen. Für den in China bestehenden Gräbercultus ist die chinesische Cypresse (Cupressus funebris) wichtig; ihre dunkle Färbung, sowie ihre herabhängenden Zweige machen sie zu einem trefflichen Symbol der Trauer.

Zu den reichlich vorhandenen Laubhölzern Ostasien's gehören zahlreiche immergrüne Eichen (im östlichen gemässigten Asien 25, ausserdem in Japan 20), Lorbeeren (in Japan allein 18 Arten, unter ihnen der schöne Kampherlorbeer, Laurus camphora) und Magnolien (in Japan 10 Arten, von denen mehrere auch als Büsche vorkommen). Ausser den Eichen und Lorbeeren finden sich hier auch noch zahlreiche andere Baumformen des Mittelmeergebietes, welche oft nur durch unbedeutende Artunterschiede von diesen getrennt sind. Dies gilt namentlich von der japanischen Buche (Fagus Sieboldi), einer Kastanie (Castanea japonica), einer Ulmacee (Planera Kiaki), welche auf Nipon ein sehr geschätztes Bauholz liefert. Ebenso besitzen China und Japan unter den Bäumen mit Laubwurf nicht wenige Arten (z. B. Linden, Eschen, Sykomoren), die mit europäischen, resp. nordafrikanischen Arten verwandt sind. Der Farbenwechsel des Ahornlaubes verleiht insbesondere den Landschaften Nipon's im Herbste einen herrlichen Schmuck. Die immergrünen Sträucher China's und Japan's haben weit mehr Beziehungen zu indischen als zu europäischen und nordamerikanischen Familien; am wichtigsten sind die Ternstroemiaceen

mit den Gattungen Camellia, Thea und Eurya. Die Camellia japonica, welche bis 5 Meter hoch wird, ist eine Hauptzierde jener Landschaften, und der Theestrauch (Thea viridis), welcher der Camellia ganz nahe steht, eines der wichtigsten Culturgewächse.

An das tropische Pflanzenleben erinnern namentlich die baumartigen Bambuse, sowie einige Palmen, welch letztere jedoch nur der Südhälfte von China, Kiusiu, Sikok und der Südspitze von Nipon angehören. Dieselben sind meist Zwergpalmen (so in China mehrere Arten von Rhapis, drei Phönix-Arten), oder sie haben nur eine mässige Stammhöhe (wie Livistona chinensis und die einzige japanische Palme Chamaerops excelsa, die hohe Zwergpalme).

Auch die Culturgewächse, durch welche die übrigen zum Theil sehr zurückgedrängt worden sind, zeigen schon einen mehr tropischen Anstrich. Reis und Weizen werden ganz allgemein gebaut, ebenso Sesamum orientale als Oelpflanze, ferner Convolvulus- und Dioscorea-Arten (namentlich Dioscorea batatas, die chinesische Kartoffel), deren Knollen zur Nahrung dienen. Hierzu kommen noch die Baumwolle, der Indigo und das Zuckerrohr und von den Holzgewächsen die Orange, der Granatapfel und der Maulbeerbaum; letzterer ist für die sehr bedeutende Seidenraupenzucht höchst wichtig.

6) Das indische Monsungebiet erstreckt sich im wesentlichen über die beiden indischen Halbinseln und den indischen Archipel. Es umfasst demnach die tropischen Länderräume, welche der asiatische, sowie die gesammte Inselflur, welche der australische Monsun beherrscht. Nördlich vom Aequator ist der nordhemisphärische, südlich von demselben aber der südhemisphärische Sommer die eigentliche Regenzeit (vgl. S. 269 ff.).

Das Plateau von Dekhan und das Innere von Birma tragen wegen relativer Regenarmuth Steppencharakter an sich; im übrigen aber entfaltet sich hier in Folge der mit grosser Wärme verbundenen reichen Feuchtigkeit allüberall ein herrlicher tropischer Wald. Dieser unterscheidet sich — und es gilt dies nicht bloss für das indische Monsungebiet, sondern für alle Tropenländer — von dem nordischen Wald in seinem Gesammtcharakter vor allem dadurch, dass kein Gewächs gesellig auftritt, sondern von Schritt zu Schritt die Formen sich ändern, d. h. nicht bloss die Arten, sondern auch die Gattungen und Familien. Ja, diese Manigfaltigkeit theilen mit den Bäumen auch die zahllosen Schlinggewächse und die auf den Bäumen befestigten Epiphyten.

Die herrlichste Erscheinung in der Physiognomie der Tropenlandschaft sind ohne Zweifel die Palmen, deren Artenzahl im indischen Monsungebiete, wie etwa im tropischen Amerika, die hohe Ziffer 300 erreicht. Freilich sind nicht wenige davon Zwergpalmen und die grössere

Hälfte sogar nur Palmlianen (Gattungen Calamus und Daemonorhops), welch letztere sich im Gegensatz zu den übrigen Palmen als holzige Schlingpflanzen auf die Bäume des Jungle stützen und auch der Blätterkrone entbehren, da ihr Stamm der Länge nach mit Fiederblättern besetzt ist. In Amerika fehlen die Palmlianen gänzlich; somit bleibt Asien immerhin hinsichtlich der Manigfaltigkeit seiner Palmen weit hinter Amerika zurück. Unter den hochstämmigen vorderindischen Palmen sucht die Palmyra-Palme (Borassus flabelliformis) dürre Länderräume (wie das Tafelland von Dekhan) auf. In der oberen Gangesebene ist nur eine einzige Palme, Phoenix silvestris, wirklich einheimisch; doch weisen auch die feuchten Niederungen von Bengalen keine grosse Anzahl auf. Ueber dürre und reich bewässerte Gebiete Vorderindien's ziemlich gleichmässig verbreitet sind die Betelnusspalme (Areca catechu) und die offenbar aus Amerika stammende Cocospalme. Viel manigfaltiger sind die Palmen in Hinterindien; aber auf den Höhepunkt ihrer Entfaltung gelangen sie erst in dem gleichmässig warmen Klima zwischen Malakka und Java. Wie die Palmyra- und Cocospalme in Vorderindien, so sind die beiden Sagopalmen (Metroxylon Rumphii und M. sagus) auf den Molukken und Sunda-Inseln durch ihre Nährstoffe von hoher Bedeutung. Das weiche, weisse Mark, mit welchem der innere Theil des Sagopalmstammes erfüllt ist, liefert den meisten und besten Sago (oft 5 Centner von einem Stamme). An Hoheit des Wuchses werden alle indischen Palmen von der Schirmpalme (Corypha umbraculifera) übertroffen, welche auf Ceylon und Malabar bis zu einer Höhe von 20 bis 23 Metern emporstrebt, 6 Meter lange Blätter mit Fächern von 3 bis 4 Meter Durchmesser besitzt und am Schlusse ihres langen Lebens eine colossale Blüthenrispe von 10 Meter Höhe treibt.

Von den monokotyledonischen Holzgewächsen wirken neben den Palmen besonders die Bambuse bestimmend auf den Charakter der Landschaften. Sie finden sich in allen Theilen Indien's und sind durchschnittlich 3 bis 15 Meter hoch; doch erreichen einzelne Arten auf Java selbst eine Höhe von 40 Metern. Viele bilden fast undurchdringliche Gebüsche. Der Pisang und die Banane (Musa paradisiaca und M. sapientum), diese Nahrungspflanzen ersten Ranges unter den Tropen, haben hier ihre Heimath und bewohnen mit Vorliebe die schattigen Räume des Junglewaldes. Endlich sind unter den Formen mit unverzweigtem Holzstamm noch die Farnbäume hervorzuheben, deren Laubrosette als eine getreue Nachahmung der Palmenkrone erscheint. Sie fordern viele Feuchtigkeit, weshalb sie sich im Jungle am grossartigsten entfalten; in Java steigen sie an den Berggehängen bis zu 3000 Meter Höhe, also in Regionen mit einer mittleren Jahrestemperatur von 8 ° C. empor.

Die zahlreichen dikotyledonischen Laubhölzer machen den Hauptbestandtheil der tropischen Waldungen aus. Im allgemeinen sind diese Bäume nicht so hoch wie die majestätischen Nadelhölzer des Nordens; dafür hat ihr Stamm eine grössere Dicke, und dieser bedarf er sowohl zur Stütze des mächtigen Zweiggerüstes wie zum Trutze gegen die täglichen Gewitter in der heissen Jahreszeit und die gewaltigen Orkane in ihrem Gefolge. Dem letzteren Zwecke dienen auch die am Grunde der Baumstämme in senkrechter Richtung heraustretenden Leisten („Holztafeln“) und die von den Zweigen senkrecht nach dem Boden wachsenden Luftwurzeln. Die merkwürdigen Gerüste der letzteren finden sich bei den Banyanen und Mangroven. Die aus den Zweigen hervorbrechenden Luftwurzeln der Banyane (Ficus indica) verwandeln sich allmählich in Stämme; je weiter diese vorgeschoben werden, desto mehr dehnt sich die gemeinsame Laubkrone seitwärts aus, bis schliesslich der Baum zu einem Walde geworden ist, dessen Baumkronen wie auf einer gemeinsamen Säulenhalle ruhen. Bei den Mangrovebäumen (Rhizophoren) entspringen die Luftwurzeln nicht den Zweigen selbst, sondern den Früchten an ihnen, weshalb später das Band mit dem Mutterstamme leicht gelöst wird. Die Rhizophoren sind 3 bis 8 Meter hohe Bäume mit glänzendem Lorbeerlaub und bedecken namentlich die Ufergebiete der tropischen Meere.

Die Laurineen, immergrünen Eichen und Kastanien gehören vorzugsweise der Wolkenregion der Gebirge an. In den feuchten unteren Wäldern sind ausserordentlich artenreich die Rubiaceen, Urticeen und Anonaceen; dem Monsungebiete eigenthümlich sind insbesondere zahlreiche Guttiferen, Ternstroemiaceen (Saurauja), Magnoliaceen (Michelia), Myrtaceen (Barringtonia) und Hamamelideen (Altingia). Zu den fast ganz auf das tropische Asien eingeschränkten Dipterocarpeen zählen zwei wichtige Bäume: der Salbaum (Shorea robusta), dessen festes und schweres Holz nur dem Teakholze nachstehen soll, und der Kampherbaum Borneo's (Dryobalanops camphora), in dessen Stamm sich, und zwar in eigenen Behältern, oft grosse, mehrere Pfund schwere Stücke Kampher absetzen. Sehr häufig sind ferner die Leguminosen, Sapindaceen, Meliaceen und Terebinthaceen: Der über ganz Indien verbreitete Toonabaum (Cedrela toona) giebt ein werthvolles Holz. Die Aurantiaceen (Orangengewächse) haben sämmtlich in Indien ihre Heimath. Die zahlreichen Akazien (unter ihnen Acacia serissa, A. arabica, A. farnesiana) suchen gleich dem Ploso (Butea frondosa) im allgemeinen die trockensten Räume von Indien auf. Einer derjenigen Bäume der indischen Jungles, welche während der trockenen Jahreszeit ihr Laub abwerfen, ist der Teakbaum (Tectonia grandis). Sein an

Dauerhaftigkeit unübertroffenes Holz findet beim Schiffbau vielfach Verwendung, ganz ausschliesslich aber beim Bau der Hindutempel.

Die meisten Coniferen Indien's besitzt der Himalaya; sie zeichnen sich fast durchweg durch lange Nadeln aus. So hat Pinus excelsa Wallich bei Katmandau 18 Centimeter lange Nadeln; bei der Tschelu-Fichte (Pinus longifolia) erreichen sie sogar eine Länge von 30 Centimetern. Eine stattliche Pyramidenform, die schon an der Basis des Stammes beginnt, weist die Deodwara-Ceder (Cedrus Deodora) auf, welche in Nepal bis 3350 Meter Höhe emporsteigt. Auf der Nordhälfte von Sumatra kommt noch eine Kiefer mit langen Blattnadeln (Pinus Merkusii) vor; doch scheint keine Pinus-Art den Aequator zu überschreiten. Von den zu den Coniferen gehörenden Podocarpus-Arten des indischen Archipels spitzen nur wenige (Podocarpus cupressina) ihre Blätter zu Nadeln zu. An den Casuarinen, welche offenbar aus dem australischen Continent stammen, gehen die Nadeln ganz verloren. Ihre auffallenden, schachtelhalmähnlichen Gestalten, die oft in grossen Massen auftreten, verleihen vielfach den sandigen Küsten, auf den Sundainseln aber bisweilen auch Gebirgsgebieten ein eigenartiges Aussehen.

Eine herrliche Zierde des tropischen Waldes sind die zahlreichen Lianen aus den verschiedensten Pflanzenfamilien (Leguminosen, Euphorbiaceen, Urticeen, Melastomaceen, Piperaceen u. a.). Mit reizenden Blüthen geschmückt ziehen sie sich von Baum zu Baum, von Ast zu Ast und machen so den Wald, den sie völlig durchschlingen und umschlingen, undurchdringlich. Aber noch überraschender ist der Formenreichthum der Epiphyten, d. h. derjenigen Gewächse, die nicht im Erdboden, sondern auf anderen Pflanzen wurzeln, ohne jedoch diese zu umranken. Unter ihnen sind besonders ausgezeichnet die Aroideen (Pothos) mit ihren grossblätterigen Rosetten, zahlreiche zierliche Farnkräuter und die Orchideen mit ihren äusserst manigfach gebauten und prächtig gefärbten Blüthen. Von letzteren giebt es allein auf dem Inselgebiete mehr als 600 Arten in über 100 Gattungen.

Das Strauchwerk, welches das Unterholz des Jungle bildet (Rubiaceen, Urticeen, Ericeen, Melastomaceen), zeigt meist Oleander- und Myrtenform; in den dürren Ebenen des Indusgebietes sind Dornsträucher ziemlich häufig. Unter den nicht verholzten Laubpflanzen stehen die Scitamineen dem Pisang sehr nahe. Die Zingiberaceen, eine Gruppe derselben, enthalten gewürzhafte Stoffe; namentlich liefert solche die Wurzel des Ingwer (Zingiber).

Gegenüber dem ausserordentlichen Reichthum an Gewächsen, welchen das Dickicht des feuchten indischen Junglewaldes in sich birgt, haben die dürren Steppengebiete eine sehr dürftige Flora. Das

Letztere gilt nicht etwa nur von den höher entwickelten Vegetationsformen, von Bäumen und Strauchwerk, sondern selbst von den Gräsern. Auf dem Festlande Asien's sind die Savanen meist nur von dem 1 bis $1^1/_2$ Meter hohen Alanggrase (Imperata cylindrica) bedeckt; jeder andere Pflanzenwuchs wird durch dieses Gewächs verdrängt. Auf dem sumpfigen Boden Java's weicht es dem 3 bis 4 Meter hohen Glaga-Schilf (Saccharum spontaneum), welches in seinem Herrschaftsbereich ebenfalls kein anderes Pflanzenleben aufkommen lässt.

Unter den Nahrungspflanzen Indien's nimmt der Reis die erste Stelle ein. In vielen Gegenden Hindostan's baut man im Sommer Reis, Mais, Indigo, Baumwolle, Ingwer, also tropische Gewächse, während man sich nach der Herbsternte mit der Cultur von Winterfrüchten (Weizen, Hafer, Hirse, Bohnen, Flachs, Coriander) befasst. Wie durch die Cerealien, so hat sich auch durch Baumculturen in vielen Theilen der indischen Welt der Charakter der Landschaft wesentlich geändert. Wir denken hierbei in erster Linie an die Cultur des Kaffeebaumes auf Java, des Zimmtbaumes auf Ceylon, des Muscatnuss- und Gewürznelkenbaumes auf den Molukken, des Brotbaumes und der Cocospalme auf den Südseeinseln, sowie der Agrumen (Citrus) in verschiedenen Theilen Indien's.

7) Das Gebiet der Sahara, welchem auch Arabien und das Mündungsland des Indus hinzugefügt werden darf, ist durch das stete Vorwalten des Passates zu äusserster Regenarmuth verurtheilt. Auf diese, sowie auf den täglichen Wechsel von fürchterlicher Sonnengluth und nahezu bis zum Frost gesteigerter Kälte ist die Armuth der Flora zurückzuführen. In den meisten Oasen ist das Pflanzenleben an das Vorhandensein des Grundwassers gebunden; in einzelnen Berglandschaften, in denen der Passat in höhere, kältere Regionen emporzusteigen gezwungen ist, wird der Boden nicht selten auch durch Regen befeuchtet.

Der wichtigste Baum der Wüste ist die Dattelpalme. Sie hat unstreitig hier ihre Heimath; denn sie kommt nur innerhalb der klimatischen Grenzen dieser Zone vor. In den Oasen finden sich, durch künstliche Bewässerung erhalten, meist dichtgeschlossene Dattelwälder, deren Früchte für die Wüstenbewohner das wichtigste Nahrungsmittel sind. Ausserdem giebt es noch eine Zwergpalme (Hyphaene Argun) in der Wüste, nämlich im östlichen Nubien. An Bäumen besitzt die Sahara sonst nur noch einige Akazien und eine baumartige Tamariske (Tamarix gallica). Auf dem salzfreien Boden der Wüste, namentlich in den Dünenthälern der algerischen Sahara, zeigen sich nicht selten die blattlosen Sträucher der Spartiumform (z. B. Retama, Calligonum, Ephedra); der von Natrium durchdrungene Boden hingegen ist ebenso mit Halophyten bedeckt wie die Salzsteppen Russland's und Spanien's.

Ein Theil derselben, sowie auch der Wüstengräser ist völlig identisch mit asiatischen Steppengewächsen. Eine der merkwürdigsten Pflanzen dieses Gebietes ist die in Aegypten und Palästina heimische Jerichorose, Anastatica hierochontica (vgl. S. 505). Wie in den Steppen so wird auch in der Wüste durch die Bildung von Dornen und die Bekleidung mit Haaren den Pflanzen ein Schutz gegen die Wüstendürre verliehen (s. S. 555). — Arabien zeichnet sich vor den übrigen Räumen dieses Wüstengürtels durch aromatische und harzreiche Pflanzen aus.

Nur wenige Theile der Sahara sind gänzlich ohne Vegetation; selbst die steinigen Flächen der Hammada gewähren bisweilen dornigen oder blattlosen Sträuchern einen Standort. In der Areg- oder Dünenwüste sind zwar die Dünen selbst wegen der Beweglichkeit des Sandes von Pflanzen entblösst; aber in den angefeuchteten Dünenthälern vereinigt sich nicht selten der hohe Graswuchs der Stipaceen mit einzelnen Sträuchern der Spartiumform. In den Wadis, d. i. den Thälern, von denen die steinige Hochebene durchschnitten wird, trifft man ausserdem noch die Tamarisken, grosse Büsche von Zizyphus, deren frisches Grün das Auge erfreut, ein hohes Ginstergesträuch (Retama) und eine kriechende Capparis mit grossen rosenfarbigen Blumen. Die Oasen endlich mit ihren zahlreichen Culturgewächsen, ihrer Baumzucht und ihrem beschränkten Ackerbau dürfen hier eigentlich nicht in Betracht gezogen werden; sie waren ursprünglich Wadis und verdanken nur menschlicher Pflege ihren gartenähnlichen Charakter.

8) Das Gebiet der Flora von Sudan umschliesst alle Landschaften Afrika's, in denen die Regen während des Zenithstandes der Sonne fallen. Dasselbe erstreckt sich von West nach Ost quer über ganz Afrika und wird in beiden Hemisphären durch den 20. Breitengrad begrenzt; nur an der Ostküste schiebt es halbinselartig eine Zunge bis zum 30. Grad s. Br. vor.

Alle diejenigen Räume, in denen die trockene Jahreszeit verhältnissmässig lange währt, weisen eine üppige Entfaltung der Gräser auf, haben also vorherrschende Savanenbildung. Jene Gräser sind ausgezeichnet sowohl durch geselliges Wachsthum wie durch ausserordentliche Manigfaltigkeit und vielfach auch durch ansehnliche Höhe. In den Waldlichtungen am oberen Nil schiessen die Halme 5 bis 6 Meter hoch empor, so dass selbst Giraffen sich leicht in dieser Vegetation verbergen können. Die gewöhnlichste Erscheinung unter den tropischen Hochgräsern ist hier das wilde Zuckerrohr (Saccharum spontaneum), dessen Halme 2 bis 4 Meter messen. Am Ukerewe und längs des Bahr-el-Abiad ist das Papyrus-Schilf, begleitet vom Ambak oder Korkholzgebüsch, sehr häufig. Mächtige Grasdickichte von bald hohem, bald niedrigerem Wuchs finden sich namentlich im Delta des Zambesi,

am Congo, in den Uferlandschaften des Ukerewe-Sees, am oberen Nil und anderwärts. In Uganda am Ukerewe-See hindern sie sogar seltsamer Weise die Viehzucht, weil die Heerden nicht in sie eindringen können.

Dunkle Wälder, in denen sich die Bäume dicht zusammenschaaren, sind im Sudan sehr selten; vielmehr zerstreuen sich die Bäume in regellosen Gruppen auf der Savane. Während der heissen Jahreszeit verliert ein Theil derselben das Laub. Meistens erreichen sie nicht die Höhe nordeuropäischer Waldbäume. Einer der höchsten ist der in Senegambien heimische Ceril-Cedro, eine dem Mahagoni-Baum verwandte, 25 bis 30 Meter messende Meliacee. Viele Bäume werden nur an den Flussufern hochstämmig, verkümmern aber auf der Savane; die Akazien erniedrigen sich hier sogar zu Zwergbäumen und Sträuchern. Auf der anderen Seite aber sind verschiedene Bäume durch die riesige Grösse einzelner Organe ausserordentlich bemerkenswerth und zwar gerade solche Bäume, die durch ihre weite Verbreitung in hohem Grade bestimmend auf die Physiognomie der mittelafrikanischen Landschaft einwirken. So überrascht uns der Baobab-Baum (Adansonia) durch die Dicke seines Stammes (Durchmesser 6 bis 8 Meter), eine Bignoniacee (Kigelia) durch $^2/_3$ Meter lange dicke Früchte und der Ensete-Pisang (Musa Ensete) durch die bisher unübertroffene Grösse seiner Blätter. Der Baobab geht von Nubien und Senegambien bis zum 25. Grad s. Br., die Kigelia von Nubien und den Nigerländern bis Mozambique, die abessinische Ensete nach Süden bis zum Nyassa-See. Die Familie der Lorbeergewächse hat nur wenige Vertreter; ebenso sind die Farnbäume sehr selten. Hingegen schmücken zahlreiche Akazien mit ihren zarten Fiederblättchen von Nubien und Senegambien an bis zu den südlichen Gebieten die Landschaften; sie sind ausserdem noch werthvoll, weil sie dem afrikanischen Handel das Mimosengummi geben. Die Tamarinde (Tamarindus indica), welche wahrscheinlich aus dem Sudan stammt, besitzt den stattlichen Wuchs der Eiche, trägt aber gefiedertes Laub. Die 13 bis 16 Meter hohe Sykomore (Ficus sycomorus), die auch nach Aegypten und Palästina verpflanzt ist, hat namentlich für die nordöstlichen Landschaften Bedeutung; aus der Gattung Ficus kommen ausserdem mehrere Banyanen im nördlichen Sudan vor. In dem östlichen Afrika wächst der Kaffeebaum wild. Australische Casuarinen haben sich, jedenfalls durch Meeresströmungen herbeigeführt, auf dem sandigen Boden der Mozambique-Küste angesiedelt.

Der grosse tägliche Temperaturwechsel, sowie die Dürre der trockenen Jahreszeit sind den Palmen wenig günstig. Zwar fehlt es keinem Theile des Sudan an Palmen; aber die Anzahl der Arten ist zehnmal so klein als in Asien oder Amerika. Von hervorragender Wich-

tigkeit sind drei Palmen: die Dompalme (Hyphaene thebaica), die Delebpalme (Borassus aethiopum) und die Oelpalme (Elaeis guineensis). Die beiden ersten haben Fächerlaub und bewohnen vorzugsweise den Sudan; die letztgenannte, die gleich der Dattelpalme mit Fiederblatt versehen ist, gehört hauptsächlich Guinea und den ostwärts davon gelegenen Ländern an. Auch die Zwergpalmen und Palmlianen sind dem Sudan nicht fremd.

Von den Cacteen Amerika's unterscheiden sich die fleischigen Euphorbien Afrika's fast nur durch den Bau der Blüthen, und dasselbe gilt von den amerikanischen Agaven im Vergleich zur Aloë Afrika's. Beide Formen erlangen aber erst im Caplande das Maximum ihrer Entfaltung. Ein nubischer Euphorbienbaum (E. candelabrum), mit dessen Milchsaft man die Pfeile vergiftet, erreicht eine Höhe von 10 Metern und wird durch einen fleischigen Baum Abessinien's (E. abyssinica) an Höhe noch übertroffen. In den dürren Gegenden am Südsaume der Sahara bedeckt das 4 bis 6 Meter hohe Gebüsch des Oschurstrauches (Calotropis procera) oft weithin die Ebenen, namentlich in Nubien, sowie am Tsad-See; in Bornu bemerkt man während der trockenen Jahreszeit gar keine andere Pflanzenform als den Oschur. Seine grossen, eiförmig gerundeten Blätter sind durch eine pergamentähnliche, bläuliche Oberhaut gegen Sonnengluth und Dürre geschützt. Am Bahr-el-Asrak bildet eine Tamariske (Tamarix nilotica) blattlose Gebüsche und Wälder von bläulicher Färbung. Auffallend ist namentlich der Reichthum an kleineren und grösseren Dornsträuchern; insbesondere sind die Succulenten (Fettgewächse) fast allgemein mit Dornen bewaffnet. Ja selbst zahlreiche Bäume, namentlich die Akazien, nehmen an diesem Charakterzug der dortigen Vegetation theil. In gewissen Gegenden Nubien's und Abessinien's, sowie in Bornu ist fast kein Holzgewächs ohne Dornen.

Lianen sind im tropischen Afrika bei weitem nicht in solcher Fülle vorhanden wie in Asien und Amerika; immerhin sind sie in den feuchten Waldungen namentlich der westlichen Küstenterrasse reich genug entwickelt, um dem Wanderer vielfach den Pfad zu versperren. Auch der Epiphyten, namentlich der reizenden Orchideen, entbehren jene Waldungen nicht ganz.

9) Das Gebiet der Kalahari und der verwandten Landschaften Südafrika's liegt zwischen dem 20. und 29. Grad s. Br. und reicht von dem Westrande der östlichen Küstenterrasse bis zur Westküste. Die Regenarmuth dieser Wüste wird in erster Linie durch die an der Küste von Süd nach Nord ziehende Benguela-Strömung herbeigeführt (s. S. 263. 265).

Hinsichtlich ihres Vegetationscharakters ist die Kalahari ein eigen-

thümliches Mittelglied zwischen Wüste, Savane und Gesträuchsteppe. Oasen mit sesshafter Bevölkerung giebt es nicht; wohl aber gewährt sie den Heerden der Nomaden Nahrung. Waldbildung ist nicht völlig ausgeschlossen; doch kann kaum irgendwo mit Erfolg Ackerbau getrieben werden.

In dem wüsten Küstengebiete des Damaralandes findet sich eines der merkwürdigsten Gewächse der Erde: Welwitschia mirabilis (von den Eingeborenen Tumbo genannt). Der umgekehrt-kegelförmige Stamm dieses Zwergbaumes ist als dicke Wurzel in die Erde versenkt und erhebt sich als eine runde, flache, bisweilen 4 Meter im Umfang haltende Tafel nur wenige Centimeter über den Boden. Ausser den Fruchtzapfen erzeugt sie nur zwei schilfähnliche, flach auf den Boden gestreckte Samenblätter, welche sich trotz des hohen Alters der Pflanze (100 Jahre) nie erneuern und auch dann ihre Lebenskraft noch bewahren, wenn sie durch Unwetter oder sonst welche Zufälle zerschlitzt und in Fetzen zerrissen worden sind. Die Grösse dieser Blätter beträgt 2, bisweilen auch 4 bis 6 Meter.

Im Innern des Damaralandes beherrschen Dornsträucher, fast nur zur Gattung Acacia gehörig, die Physiognomie der Landschaft. Am häufigsten ist der Haakedorn (Acacia detinens). Derselbe besitzt in seinen Dornen so vortreffliche Fangwerkzeuge, dass es selten jemandem, der sich unvorsichtig ihm genaht, gelingt, ohne Verlust der Kleider sich von ihm zu befreien. Die Colonisten bezeichnen diesen Strauch recht charakteristisch mit dem Namen „Wart' ein Weilchen". Vielfach gehen die Akazien in Baumformen über; doch sind auch diese sämmtlich mit Dornen behaftet. Unter ihnen ist die Giraffen-Akazie (A. Giraffae) am bekanntesten, deren Laub der Giraffe als Nahrung dient. Unter den übrigen spärlichen Baumformen ist noch eine Bauhinia, der Mopane-Baum, zu erwähnen, dessen schönes, dunkelgrünes Zwillingsblatt vertical gestellt ist, sowie eine Olivenform aus dem Caplande (Olea verrucosa). Auch an Graswuchs fehlt es der Kalahari keineswegs, und zwischen den Grasbüscheln wird vielfach der Boden von rankenden Kürbisgewächsen, insbesondere von der südafrikanischen Wassermelone (Citrullus caffer) überwuchert, deren Saftfülle den Thieren einen Ersatz für das mangelnde Wasser gewährt. Mehrere Asclepiadeen liefern grosse essbare Knollen, und zahlreiche Zwiebelgewächse entfalten nach den sommerlichen Gewitterregen einen herrlichen Blumenflor.

10) Das Gebiet des Caplandes wird im Norden durch den Gariep, im übrigen aber (bis auf die Nordostseite) durch das Meer gut abgegrenzt. In meteorologischer Beziehung gleicht der grössere westliche Theil dieses Gebietes Südeuropa, da die Regenzeit in den Winter fällt (vgl. S. 267 f.). Doch werden nur die Küstengebiete reichlich

benetzt; denn die vom Meere her kommende Feuchtigkeit wird an der Aussenseite der Gebirge, welche die Terrassen des inneren Hochlandes umsäumen, verdichtet; die centrale Hochfläche leidet daher sehr an Dürre. Die immerhin seltenen Gewittergüsse im Sommer sind bei so mächtiger Sonnengluth nicht im Stande, die schlummernden Kräfte der Steppenpflanzen wachzurufen; hingegen vermögen die winterlichen Niederschläge diese Gewächse zu einem kurzen Lebensfrühling zu erwecken.

Solchem Charakter des Klimas entsprechend erscheint auch die Flora des Caplandes dürr und ärmlich; dennoch weist sie eine Manigfaltigkeit der Arten auf, wie sie auf so kleinem Raume nirgends wieder gefunden wird. Auf einem einzigen Berge, am Dutoitskloof bei Paarl, zählte Drège während des Frühlings gegen 760 blühende Gefässpflanzen [1]), von denen die Hälfte Sträucher waren. Sträucher sind es überhaupt, die im Caplande dominiren, und unter ihnen wiederum gehören die meisten zu den Eriken- und Proteaceenformen. Da die Erikennadel in einer Reihe von Familien und Gattungen des verschiedensten Baues wiederkehrt, die nur zur Blüthezeit unterschieden werden können (namentlich bei den Bruniaceen, Diosmeen und Stilbineen) und da ferner die Eriken selbst (in gegen 440 Arten) vorwalten, so gewinnen die Landschaften ein Gepräge, das lebhaft an die Haiden der baltischen Ebene erinnert. Wunderbar ist es, dass in dem gleichartigen, unansehnlichen Gestrüpp die Triebe zu einer so ausserordentlich wechselnden Ornamentik der Blüthen verborgen sind.

Auf der Hochfläche im Innern bildet der mit langen, weissen Dornen versehene Karroodorn (Acacia horrida), fast der einzige Vertreter der Mimosenform, das gewöhnliche Ufergebüsch der Flüsse. Die Cactusform wird nachgeahmt von den Euphorbien und im Kleinen von den Arten einer Asclepiadeengattung (Stapelia). Die dornigen, von Milchsaft ganz durchdrungenen Gliederstämme der Euphorbien werden oft haushoch (E. grandidens über 15 Meter hoch) und breiten ihre Zweige zu einer schirmförmigen Krone aus. Ferner begegnet man zahlreichen Arten von Aloë, Ficoideen (Mesembryanthemum), Portulaceen, Crassulaceen und einer Synantheree (Kleinia). Die verschiedenen Arten von Mesembryanthemum sind in gleichem Sinne Steppenläufer wie die Jerichorose. Die zahlreichen Zwiebelgewächse (800 Arten, namentlich Liliaceen und Irideen) kleiden die Steppen während der kurzen Regenzeit in ein herrliches, buntfarbiges Gewand. Hingegen sind die Gräser weder durch Artenreichthum, noch durch üppiges Wachsthum ausgezeichnet. Sowohl auf den Flächen der Karroo, wie

[1]) Die Gesammtzahl der bis jetzt bekannt gewordenen Gefässpflanzen des Caplandes beträgt nach Grisebach 8000.

auf den südlichen und westlichen Terrassen werden die Steppengräser durch Restiaceen verdrängt, deren harter Halm als Futter völlig werthlos ist; Viehheerden würden hier also keine genügende Nahrung finden. In den Flüssen verzögert das Palmietschilf (Prionium) die Bewegungen des Wassers und bewahrt dieselben so längere Zeit vor Austrocknung.

Die Bäume, deren Artenzahl nur eine beschränkte ist, sind durchweg klein, höchstens 6 bis 10 Meter hoch. Ausgedehnte Waldbestände kommen fast nur an der Küste zwischen der Tafel- und Algoa-Bay vor; auf dem Hochlande verlässt der Baumwuchs nie die Ufer der Flüsse. Hinsichtlich ihrer Belaubung nähern sich die Bäume meist der Oliven- und Lorbeerform. Die Coniferen tragen keine Nadeln, sondern das Blatt der Cypresse (Widdringtonia) oder der Olive (Podocarpus). In dem Waldesdickicht trifft man üppige Farne (Todea) und Lianen, sowie zwei bei uns als Zierpflanzen bekannte Gewächse: eine Scitaminee (Strelitzia) und eine Aroidee (Richardia). Die östlichen Gebiete weisen auch eine Zwergpalme (Phoenix reclinata) und einige Arten der den Palmen physiognomisch nahe stehenden Cycadeen (Encephalartos) auf.

11) Das Gebiet des australischen Continents empfängt, seiner Lage zu beiden Seiten des südlichen Wendekreises entsprechend, ein grosses Mass von Sonnenwärme; daneben ist jedoch das Klima über dem grössten Theile ein so trockenes, dass das Pflanzenleben sehr in seiner Entwicklung gehemmt wird. Nur die Ostküste, wo die Seewinde an Bergterrassen emporwehen, erhält reichliche Regen; hier fehlt es daher auch nicht an herrlichen Waldungen.

Unter den Bäumen Australien's treten die Eucalypten (neuholländische Gummibäume), unter den Sträuchern die Proteaceen am massenhaftesten auf. Die ersteren (150 Arten) bilden den grössten Theil der australischen Wälder, denen sie durch ihre blaugrünen, lederartigen, immergrünen Blätter eine besondere Physiognomie verleihen. Schon diese Bäume verrathen die Trockenheit des australischen Klimas: der graue oder bläuliche, glanzlose Farbenton der Blätter macht den Eindruck stockenden Saftumtriebes, und die mit dem Rande gegen den Zweig gerichtete Stellung derselben soll doch nur dazu dienen, die Sonnengluth von den Blättern abzuwenden und die Verdunstung zu verringern, indem so den Sonnenstrahlen eine möglichst kleine Fläche geboten wird. Eine gleiche Blattstellung weisen übrigens auch die australischen Akazien auf. — Die Gesträuchdickichte („Scrub“) der Proteaceen überkleiden ebenfalls weite Räume des Continents. Mit den Eucalypten theilen die Proteaceen die Armuth an Laubgrün, die dichte, starre Oberhaut des Blattes, sowie die Manigfaltigkeit der Grösse und Gestalt des Laubes. Gewöhnlich mischen sich mit den Proteaceen zahl-

reiche Epacrideen, welche die dem australischen Continent mangelnden Eriken ersetzen. — Eine dritte Charakterform der australischen Holzgewächse ist die der blattlosen Casuarinen; die Functionen der Blätter vollziehen sich bei ihnen an der Oberfläche der zarten Zweige, die wie beim Schachtelhalm gestreift sind. Die Blattlosigkeit ist übrigens nicht auf die Casuarinen beschränkt; sie zeigt sich ebenso bei dem durch seinen fleischigen Fruchtstiel bekannten Santalaceenbaum (Exocarpus cupressiformis), sowie an zahlreichen Sträuchern. Auch diese blattlosen Holzgewächse sind beredte Zeugen für die Dürre des australischen Klimas.

Die australischen Coniferen besitzen bald äusserst kleine Nadeln (Callitris, Dacrydium), die sich bisweilen sogar zu Schuppen verkürzen; bald nähert sich ihr Blatt der Eucalyptus- und Olivenform. Zu den sonderbarsten Pflanzenformen Australien's gehören die Grasbäume (Xanthorrhoea und Kingia), welche in Westaustralien durch ihr häufiges Auftreten sogar bestimmend auf die landschaftliche Physiognomie einwirken. Der Holzstamm dieser Gewächse, der gewöhnlich etwa einen Meter hoch ist und nur bei den Kingien eine Höhe von 6 bis 10 Metern erreicht, trägt an seinem oberen Ende einen mächtigen Büschel von groben Grasblättern.

Die Palmen Australien's (24 Arten) vertheilen sich auf den nördlichen und östlichen Küstensaum; bis auf die Cocospalme sind sie alle Australien eigenthümlich. Sie sind theils Fiederpalmen (die Archontophönix-Arten), theils Fächerpalmen (die Livistona-Arten); die höchsten erlangen eine Höhe von 25 Metern.

Sehr wichtig für Australien ist die Menge rasenbildender Gräser. In reicher bewässerten Gegenden ist der Wiesenteppich ein ununterbrochener; in dem trockenen Innern sondern sich zwar die Rasen, liefern aber stets den Heerden immer noch eine gute Nahrung (namentlich das Känguruh-Gras, Anthistiria australis), wenn die Dürre nicht allzulange anhält. Hierauf beruht die in neuerer Zeit sich immer grossartiger entfaltende Schafzucht. Immortellen und Zwiebelgewächse (Liliaceen) sind der Hauptschmuck jener Grasebenen. Salzpflanzen mit saftigen Blättern (unter ihnen der Salzbusch, Rhagodia esculenta, eine der häufigeren Chenopodeen) bedecken hier wie in der Alten Welt den von Salz durchdrungenen Boden.

Der grösste Theil von Australien ist entweder Waldsavane oder Scrub. Die erstere, welche übrigens diesem Erdtheil eigenthümlich ist, zeigt einen grünen Wiesenteppich auf dem Boden der lichten Eucalyptus-Waldungen, deren Bäume sich so weit von einander entfernen, dass sich ihre Laubkronen nicht mit einander berühren. Offenbar begünstigt das helle Licht in diesen Waldungen die Entwicklung der Gräser.

Doch giebt es auch Grasland mit seltenem und niedrigem Baumwuchs, sowie baumlose Steppe und wirkliche wasserlose Wüste. Der Scrub ist ein mit dicht verschlungenen Sträuchern der Proteaceen- und Erikenform überzogenes Land, auf welchem sich nur selten Bäume erheben. Er hindert nicht bloss den Reisenden auf seiner Wanderung, sondern spottet auch allen menschlichen Anstrengungen, ihn in ein Culturland zu verwandeln; nicht einmal das Feuer ist im Stande, das hartnäckige Strauchwerk zu vertilgen. Der Scrub hemmt also in gleichem Masse die Fortschritte menschlicher Cultur, wie die Waldsavane sie fördert. Ein gemischtes Walddickicht trifft man fast nur in den feuchten Creekthälern an der Ostseite des Continents. Hier ist es zugleich, wo die Zahl einheimischer Baumarten am grössten ist (auf Queensland allein kommt mehr als die Hälfte aller australischen Bäume) und zugleich einzelne Individuen von Eucalyptus amygdalina bis zu der Riesenhöhe von 152 Metern emporsteigen.

12) Das nördliche Waldgebiet Amerika's erstreckt sich von der Berings-Strasse und Neu-Fundland bis zur Halbinsel Florida und zur Mississippi-Mündung; nur im Westen wird der 50. Grad gegen Süd hin nicht wesentlich überschritten. Die klimatischen Verhältnisse stimmen im allgemeinen mit denen des europäisch-asiatischen Waldgebietes überein (vgl. S. 278 ff.). Da sich die amerikanische Waldzone den Tropen ausserordentlich nähert, so gewinnt ihre Flora gegen Süd hin einen tropischen Charakter; aber dieser Uebergang ist ein so allmählicher, dass sich bis an den Mexicanischen Meerbusen zwar Abstufungen, aber keine durchgreifenden Naturgrenzen erkennen lassen.

Die Physiognomie des nordamerikanischen Waldes ist fast genau dieselbe wie die des nordischen Waldes der östlichen Hemisphäre. Wir begegnen hier wie dort, namentlich im Norden, vielfach denselben Gattungen der Nadel- wie Laubhölzer; nur sind die Arten beider Hemisphären stets verschieden. In einigen Gattungen ist die Zahl der Arten in Amerika erhöht, in anderen aber vermindert. Bis jetzt ist es noch nicht gelungen, die Identität einer Baumart an beiden atlantischen Küsten nachzuweisen; doch sind den beiden näher gerückten pacifischen Küsten einzelne Arten (z. B. Pinus Menziesii) gemein.

Grisebach zerlegt das amerikanische Waldgebiet in fünf Zonen. Die nördlichste derselben ist die der weissen Tanne (Pinus alba), welche von allen dortigen Nadelhölzern am weitesten nach dem Norden vordringt (bis zum 68. Breitengrad). Auf ungeheuren Räumen theilt sie mit keinem anderen Baume den Waldboden. Diese einförmigen Waldungen erfahren hie und da an den Flussufern eine Veränderung, wo auch die amerikanische Lärche (P. microcarpa), die Balsamtanne (P. balsamea), sowie Laubbäume (Weiden, Erlen, Pappeln) kleinere

Ufergehölze bilden. Eine Birke (Betula papyracea) geht ebenfalls bis zum 68. Breitengrade nach Norden. Die Tannenzone endigt am Saskatschawan (54 ° n. Br.), wo die Steppe beginnt; ostwärts reicht sie bis an die Küsten von Labrador.

Die zweite Waldzone, die der Oregon-Tannen, umfasst die durch ein mildes, regenreiches Klima ausgezeichneten Uferlandschaften des Stillen Oceans von Sitcha, vielleicht von Aliaska an bis zum Oregon. Auch hier walten Nadelhölzer, meist Bäume von ungeheurer Grösse vor, namentlich verschiedene Tannen, wie die Douglas-, Menzies- und Schierlingstanne (P. Douglasii, P. Menziesii, P. Mertensiana), ferner eine harzreiche Kiefer (P. ponderosa) und die Oregon-Ceder (Thuja gigantea). Die Douglastanne misst nicht selten 60 bis 80, bisweilen sogar 100 Meter Höhe. Zu jenen Coniferen gesellen sich örtlich Laubhölzer, nämlich Ahorne, Pappeln, Erlen und eine Eiche (Quercus Garryana).

Die dritte Waldzone, die der Laubhölzer mit periodischer Belaubung, liegt im Osten der nördlichen Prairien an den canadischen Seen. Zu ihr gehören Canada und die nordöstliche Gruppe der Vereinigten Staaten bis Virginia und Kentucky (incl.). Im Norden suchen noch Tannen und Weihmuthskiefern dem Laubholz die Herrschaft streitig zu machen; weiter nach Süden aber dominirt das letztere durchaus. Canada besitzt grosse Eichen-, Ulmen-, Eschen- und Ahorngehölze, welche namentlich im Herbste bei ganz allmählicher Entfärbung der Blätter durch die verschiedenen Nüancen des Roth, Orange und Gelb hohe landschaftliche Reize bieten. In der Breite von Pennsylvanien werden die Wälder vorzugsweise von vier Eichen, der Kastanie und einem Wallnussbaum (Juglans nigra) gebildet; in geringerem Grade sind hieran betheiligt die nordamerikanische Buche (Fagus ferruginea), der Tulpenbaum (Liriodendron) und eine Laurinee mit abfallendem Laube (Sassafras officinale).

Die vierte Waldzone ist auf Neu-Fundland beschränkt. Niedrige Waldungen, bestehend aus nur 6 bis 10 Meter hohen Tannen, Lärchen und Birken, wechseln hier überall mit offener Landschaft. Eigenthümliche Gewächse weist diese Insel fast gar nicht auf.

Die fünfte Waldzone, die der subtropischen, zum Theil sogar tropischen Gewächse, erstreckt sich von Nordcarolina und Tennessee bis Florida und Louisiana. Als Vertreter der subtropischen Bäume betrachten wir die Bäume mit immergrünem Laube, z. B. eine der Steineiche ähnliche Eiche (Quercus virens) und den amerikanischen Oelbaum (Olea americana). Als tropische Formen sind anzuführen die Liliaceenbäume (Yucca-Arten), die Bromeliacee Tillandsia usnoides, deren silberweisse, fadenförmige Stengel von den Kiefern herabhängen,

sowie das Riesenrohr (Arundinaria macrosperma), ein mächtiges bambusartiges Gebüsch mit über 10 Meter hohen Stengeln, welches namentlich in den unteren Mississippi-Niederungen üppig wuchert. In den südöstlichen Vereinigten Staaten giebt es fünf niedrige Fächerpalmen, deren Gestalt nicht sehr von derjenigen der europäischen Chamaerops abweicht; ihre Nordgrenze liegt in Südcarolina unter $34^1/_2{}^0$ n. Br. Vier davon gehören zu der Gattung Sabal; von ihnen scheint sich nur Sabal Palmetto zu einem über 10 Meter hohen Baume zu entwickeln. In Südcarolina und weiter südwärts gedeiht die immergrüne Magnolie (M. grandiflora), einer der stattlichsten Bäume Nordamerika's, und die Ufer Louisiana's werden von Mangrovewaldungen (Rhizophora Mangle) umsäumt. Der wichtigste Waldbaum dieser Zone, welcher namentlich die sumpfigen Ufergebiete von Louisiana bis Virginia fast ausschliesslich beherrscht, ist die langnadelige Kiefer (Pinus australis). In jenem Sumpflande findet sich ferner die mit zarten, in Doppelreihen geordneten Nadeln geschmückte Sumpfcypresse (Taxodium distichum) und in den Alleghanies die auch im Norden verbreitete schwarze Tanne (P. nigra).

Das Unterholz der amerikanischen Wälder wird von zahlreichen immergrünen Sträuchern gebildet, unter denen die Rhodoreen (z. B. Rhododendron maximum, 3 bis 6 Meter hoch) und die der Myrtenform entsprechenden Vaccinien am wichtigsten sind. Dieses Unterholz zeichnet sich gleich sehr durch grosse Dichtigkeit wie durch hohen Wuchs aus.

Offene Landschaften waren dem nordamerikanischen Waldlande in seinem Urzustande fast ganz fremd; wo sie aber vorhanden waren, besassen sie auch brauchbare Gräser (Triticum).

Die Cultur der osthemisphärischen Cerealien gelingt in Amerika ebenso gut wie bei uns; namentlich zeigt der Mais, der sogar in Canada gebaut wird, ein ausserordentliches Akklimatisationsvermögen. Die Gerste liefert noch unter dem 65. Breitengrade bei Fort Norman in günstigen Jahren gute Ernten. Der europäische Weinstock ist nirgends mit Glück eingeführt worden; doch ist es gelungen, aus einheimischen Arten (Vitis vulpina und V. labrusca) durch Veredelung einen guten Wein zu gewinnen. Wie im Norden wogende Getreidefelder, so haben im Süden grosse Culturen von Baumwolle, Zuckerrohr, Tabak und Reis den Wald weithin zurückgedrängt.

13) Das Prairiengebiet nimmt den Raum zwischen den Mississippi-Niederungen und der californischen Sierra Nevada ein; im Norden wird es durch den 50. Grad n. Br., im Süden durch den Wendekreis des Krebses begrenzt. Wie in den asiatischen Steppen folgt der kurzen, von genügendem Regen begleiteten Entwicklungszeit der Gewächse im Frühling die Dürre eines heissen Sommers und später die Kälte eines

strengen Winters, welche beide gleich sehr die Entfaltung der Vegetation beeinträchtigen. Die Hochebene Utah hat sogar einen ausgesprochenen Wüstencharakter, da sie allseitig von Gebirgen umgeben ist und somit fast jeder Wind, woher er auch wehen mag, seine Wasserdämpfe verliert, bevor er auf die Hochfläche gelangt. Der wasser- und quellenarme, stark salzhaltige Boden derselben ist ohne Graswuchs; völlig vegetationsloses Gestein erblickt man zwischen zerstreuten Gruppen von Chenopodeen (Sarcobatus, Atriplex canescens) und geselligen Artemisiasträuchern (A. tridentata und A. cana).

In den trockenen Klimaten Amerika's, somit auch in dem Prairiengebiete, ist keine Pflanzenfamilie von grösserer landschaftlicher Bedeutung als die der Cacteen. Diese ursprünglich rein amerikanische Familie zeigt zwar erst in den Tropen den grössten Formenreichthum; doch besitzen bereits die südlichen Prairien eine grosse Anzahl von Arten, und selbst in den Missouri-Ebenen (bis zum 49. Grad n. Br.) findet die Cactusform noch einen sehr häufigen Vertreter in einer Opuntie (O. missouriensis). Bald stellen die Cacteenstämme cylindrische oder prismatische Säulen dar (Cereen), bald Kugel- oder Eigestalten (Melonencactus); bald sind sie kantig (Echinocactus), bald abgerundet (Mamillarien); doch ist ihnen allen die regelmässige, gruppenförmige Vereinigung der Dornen an der Stammoberfläche gemeinsam. Die stattlichste Figur unter den Cacteen ist der Suwarrow- oder Monument-Cactus (Cereus giganteus), welcher 15 bis 20 Meter hoch wird und bis zu $^2/_3$ Meter Dicke anschwillt. Eine mit derartigen Individuen besetzte Landschaft erinnert an die Säulen einer Tempelruine des Alterthums, wozu höchstens die ebenfalls dicken, candelaberartig emporgestreckten Aeste nicht ganz passen. Ein solches Bild ist zwar in hohem Grade merkwürdig, aber keineswegs schön. Ein melonenförmiger Echinocactus (E. Wislizeni) erreicht bei einer Dicke von $^2/_3$ Meter eine Höhe von $1^1/_3$ Meter. Ein Drittel der in den Prairien einheimischen Arten besteht aus kleineren Melonenformen (Mamillaria und Echinocactus). Alle Cacteen haben lebhaft roth oder weiss gefärbte Blüthen; viele (besonders die Opuntien) liefern eine schmackhafte Frucht.

Die Agave ist auf die südlichen Prairien beschränkt. Sehr häufig und weit verbreitet ist ein Halophyt, der Saftdorn (Sarcobatus vermicularis), ein 1 bis $2^1/_2$ Meter hoher Strauch mit dunkelgrünen, saftigen Blättern. Die Mimoseenform gelangt durch die weithin die Ebenen bedeckenden Mezquite-Sträucher (Prosopis) in Texas und im nördlichen Mexico zur Geltung; nach Süden gewinnen die Mimoseen gleich den zahlreichen Yucca-Arten Baumgestalt. Letztere gehen bis zum 49. Breitengrade und werden wegen ihrer scharfspitzigen, harten Blätter auch Bajonetbäume genannt. In Texas und in den Thälern der Sierra Madre von

Sonora trifft man bereits Palmen. — Die Bäume an den Flussufern und auf den Abhängen der Gebirge stammen meist aus den benachbarten westlichen Waldgebieten.

Die Gräser und Stauden der Prairien haben durchweg einen hohen Nahrungswerth; hierdurch unterscheiden sich die nordamerikanischen Grasebenen von den Steppen Russland's in vortheilhaftester Weise. Sogar in der trockenen Jahreszeit und im Winter können die Prairiegräser noch zur Fütterung gebraucht werden. Von besonderer Güte sind das Gramma-, Büffel- und Büschelgras. Während in den russischen Steppen die guten Gräser von den nutzlosen völlig überwuchert werden, sind jene hier die herrschenden. Die Prairien haben daher als vorzügliches Weideland unzweifelhaft noch eine Zukunft.

14) Das californische Küstengebiet reicht von der Mündung des Oregon bis zur Wurzel der Halbinsel Californien. Durch seinen milden, regenreichen Winter und seinen regenlosen Sommer erscheint sein Klima dem der Mittelmeerländer verwandt. Daher ist auch die Entwicklung der Vegetation — ganz wie in Italien — im Frühling am kräftigsten, im Sommer aber ganz unterbrochen.

Sehr reich vertreten sind die Nadelholz- und Cypressenformen; man hat bisher nicht weniger als 28 Coniferenarten gezählt, und von ihnen ist die grössere Hälfte endemisch. Nirgends auf Erden besitzen die Coniferenwaldungen einen solchen Riesenwuchs wie hier. Der Mammuthbaum (Sequoia gigantea) wird im Durchschnitt nahezu 100 Meter hoch, und einzelne Individuen stehen sogar dem Strassburger Münster (142 Meter hoch) an Höhe nicht viel nach (vgl. S. 527). Aber auch der Rothholzbaum (Sequoia sempervirens), die durch süsses Harz ausgezeichnete Zuckerkiefer (Pinus Lambertiana) und die californische Edeltanne (P. nobilis) erheben sich 60 bis 90 Meter hoch.

Der bis zu gewissem Grade übereinstimmende Charakter der californischen und der mediterraneischen Flora zeigt sich namentlich bei den immergrünen Laubhölzern, unter denen sich eine Laurinee (Tetranthera californica), mehrere immergrüne Eichen, ein der Kastanie ähnlicher Baum (Castanopsis chrysophylla) befinden. Daneben enthalten die californischen Waldungen auch periodisch belaubte Bäume, nämlich Eichen, Eschen und Rosskastanien, und um die Flussufer schaaren sich Platanen (P. racemosa) und Weiden. Zahlreiche immergrüne Sträucher repräsentiren die Oleander- und Myrtenformen Südeuropa's.

In Californien ist die Anpflanzung des europäischen Weinstockes gelungen; allerlei Früchte, wie Pfirsiche, Apricosen, Feigen, Limonen, gedeihen vortrefflich, und die Cultur der Cerealien ist ausserordentlich lohnend. Auch sind die Futtergewächse ganz vorzügliche.

15) Das mexicanische Gebiet (vom Wendekreis des Krebses bis zum Isthmus von Panama) gehört zwar ganz der tropischen Zone an; doch ist das Pflanzenkleid wegen der hohen Lage des Landes zum grossen Theil ein subtropisches. Da sich die Wärme an den Bergesabhängen vermindert, so nimmt die Vegetation nach oben hin mehr und mehr ein nordisches Gewand an. Sie ändert sich aber auch nach Massgabe der örtlichen Feuchtigkeit. Die dem Zenithstande der Sonne folgenden Regen sind nämlich von sehr ungleicher Dauer und Intensität. So empfängt der Ostabfall des Hochlandes, an welchem der Passat emporweht, fast in jedem Monate Niederschläge, während die Westseite nur durch die sommerlichen Südwestmonsune, die den Passat verdrängen, benetzt wird. Die östliche Terrasse Mexico's ist daher in hohem Grade vor der westlichen begünstigt; nur an der ersteren entfaltet sich die ganze Fülle tropischer Pflanzen.

Zwei dem amerikanischen Continente eigenthümliche Familien, die Cacteen und Bromeliaceen, spielen auch unter den Gewächsen Mexico's eine hervorragende Rolle. Die Cacteen herrschen namentlich auf dem dürren Boden fast sämmtlicher Regionen vor; man trifft sie sogar noch in 3350 Meter Meereshöhe. Zu den Bromeliaceen gehören die in Mexico ausserordentlich häufigen Ananasse und Agaven. Die ersteren liefern eine wohlriechende, schmackhafte Frucht, und aus dem Saft der letzteren bereiten die Mexicaner ihr Lieblingsgetränk (Pulque). Die Bromeliaceen suchen sowohl die feuchten Wälder wie die Klimate von kürzerer Regenzeit auf. Die epiphytischen Formen schmücken durch ihre reichgefärbten Blüthen vielfach die Bäume.

Von den Palmen finden sich zahlreiche Arten von Chamaedorea in den regenreichen Berggebieten; viele sind freilich kleine Bäume mit dünnem, rohrartigem Stamm. Hohe Palmen entwickeln sich nur in der Küstenregion. Palmenähnliche Cycadeen, Farnbäume und baumartige Lilien (Yucca) bewohnen den feuchten Urwald, in welchem gewöhnlich mächtige Bambuse die Stromufer begleiten. Die immergrünen Eichen bedecken die freiliegenden Anhöhen zwischen 1000 und 2000 Meter Höhe; in den Niederungen dieser Region überzieht ein dichtes Gemisch von Myrten (meist Eugenien), Lorbeeren, Mimosen, Terebinthaceen, Cassien, wolligen Linden (Triumsetten) und Ulmen mit breitem, bretartigem Stamme den Boden. Weiter aufwärts begegnet man Eichen mit periodischem Laubwurf, ebenso einer Erle (Alnus acuminata); beide dringen tief in die etwa bei 2500 Meter Höhe beginnende Region der Coniferen ein. Sie wird von mehr als 20 meist endemischen Arten eingenommen, von denen die meisten eigentliche Nadelhölzer sind; ausserdem tritt nämlich auch die Cypressenform auf (Cupressus und Juniperus). Unter den Nadelhölzern walten die Kiefern

vor (besonders Pinus Montezumae), nächstdem die mexicanische Tanne (P. religiosa) und das mexicanische Taxodium (T. mucronatum).

Die feuchten Gebirgswälder beherbergen zahlreiche Lianen und Epiphyten, und selbst in den Eichenwäldern entfaltet sich noch die herrliche Blumenpracht der Orchideen. Die Vanille (Vanilla aromatica) ist die einzige Gattung von Schlingpflanzen unter den Orchideen, welche in den feuchtwarmen Urwäldern (namentlich von Oaxaca) vorkommt.

Der flache Theil des mexicanischen Hochlandes besitzt auch baumlose, wüste Strecken, insbesondere salzführende Hochsteppen, auf denen sich dürftige Flüsse in sumpfartige Seen ergiessen. Ebenso trägt der westliche Abfall des Hochlandes keinen so üppigen und formenreichen Wald wie die Golfseite; er weist vielmehr die ausgedehntesten Savanen des mexicanischen Florengebietes auf.

Durch die Cultur zahlreicher tropischer Gewächse (Mais, Reis, Batate, Pisang, Indigo, Baumwolle, Tabak, Zuckerrohr, Kaffee) ist die ursprüngliche Vegetation an vielen Stellen verdrängt worden.

16) Das westindische Gebiet, zu welchem die Grossen und Kleinen Antillen, sowie die Halbinsel Yucatan gehören, hat ein warmes und feuchtes Klima. Dem Zenithstande der Sonne folgen im Sommer und Herbst reiche Niederschläge, die übrigens den vom Nordostpassate fortdauernd getroffenen Nord- und Ostküsten in keinem Monate des Jahres fehlen. Daher besitzen diese Küsten stets ein frisches Waldgrün, während sich an den übrigen Ufern nicht selten Savanen ausbreiten.

Die feuchten Urwälder stehen an Manigfaltigkeit der Baumformen dem benachbarten Festlande nicht nach. Ausser zahlreichen Laurineen (Oreodaphne exaltata, hoher Berglorbeer), Sapoteen (Chrysophyllum Cainito, der Sternapfelbaum, durch seine trefflichen Früchte bekannt), Rubiaceen und Urticeen finden sich hier eigenthümliche Gattungen von Guttiferen (Symphoria), Myrtaceen, Melastomaceen, Tiliaceen, Anonaceen etc. Hierzu kommen noch gegen 30 Arten von Palmen, unter denen die Fächerpalmen (Gattung Thrinax) am häufigsten sind. Durch Schönheit des Wuchses zeichnen sich die nahezu 40 Meter hohe stolze Kohlpalme (Oreodoxa oleracea) und die berühmte Königspalme von Havana (O. regia) aus. Die sehr geselligen Farnbäume werden begleitet von dem amerikanischen Pisang (Heliconia) und mächtigen Bambusen (besonders aus der Gattung Arthrostylidium, in A. excelsum 25 Meter hoch).

In den trockeneren Klimaten der Inseln herrschen Bäume mit gefiederten Blättern vor, welche sie in der dürren Jahreszeit vielfach verlieren. Von den Meliaceen sind die Mahagonibäume (Swietenia

Mahagoni) und die Cedrelen wichtig; sie bedeckten vor der Ankunft der Europäer ganz Jamaica. Ferner sind zahlreich vertreten die Sapindaceen, Terebinthaceen, Leguminosen und Mimoseen. Die stattlichste Erscheinung unter den westindischen Bäumen ist eine Bombacee: der Baumwollenbaum (Eriodendron anfractuosum). Sein Name rührt davon her, dass seine Samen in kurze Wolle gehüllt sind. Ueber seinem bis 50 Meter hohen, bis 4 Meter dicken Stamm breitet sich eine herrliche Laubkrone aus. Der Campeche-Baum (Haematoxylon) ist jedenfalls aus dem Festlande eingeführt. Cacteen und Zwergpalmen (Sabal), welch letzteren sich noch einige Cycadeen anschliessen, suchen den dürrsten Boden auf. Nadelhölzern (z. B. Pinus cubensis) begegnet man nur auf Cuba, Hayti, der Pinos-Insel und den Bahamas; doch verleihen sie gerade hier der Landschaft einen ganz eigenartigen Zauber, da sie bis in die heissen Küstenregionen herabsteigen und so mit den echt tropischen Bäumen sich mischen. Zahlreiche Sträucher der Oleander- und Myrtenform bilden das Unterholz der Waldungen, die zugleich von Lianen durchflochten und von zahlreichen Epiphyten bevölkert sind. In den feuchten Urwäldern sind die letzteren zum grossen Theil zierliche Farne, im Savanenklima Cacteen und fadenförmige Parasiten. Unter den letzteren befinden sich auch solche, deren Luftwurzeln den Mutterstamm umspannen und erdrücken (z. B. Ficus pertusa). Durch die Cultur tropischer Gewächse, namentlich des Zuckerrohrs, des Kaffeestrauchs und der Baumwolle, ist der ursprüngliche landschaftliche Charakter stark verwischt worden.

Westindien's Flora ist zwar mit der des benachbarten amerikanischen Festlandes verwandt, unterscheidet sich jedoch ganz wesentlich von dieser; denn ihre Arten sind fast zur Hälfte endemisch. Die wenigsten Arten hat Westindien mit Nordamerika gemeinsam, weit mehr mit Venezuela und Guayana. Zwischen der Nordküste Südamerika's und Westindien haben offenbar die Meeresströmungen einen Austausch begünstigt, während sie ihn gegen Nordamerika hin gehemmt haben.

17) Das cisäquatoriale Gebiet von Südamerika erstreckt sich von dem Isthmus von Panama bis zu dem äquatorialen Waldgürtel des Amazonas, wobei es nur durch die Anden von Ecuador und Neu-Granada unterbrochen wird. Die beiden Regenzeiten sind durch den Zenithstand der Sonne bedingt. Da der stetig wehende Passat als Seewind reich an Wasserdampf ist, so entbehren die Nord- und Ostabhänge der Gebirge, an denen er emporsteigt, fast in keinem Monate der Regen. Nur die dahinterliegenden Ebenen haben längere Perioden der Trockenheit; hier treten daher auch an Stelle des tro-

pischen Urwaldes weite Grasebenen: die Llanos von Venezuela, die Savanen von Guayana.

Baum an Baum gedrängt, mit den unzerreissbaren Netzen der Lianen durchflochten und mit manigfachen Epiphyten (Orchideen, Piperaceen) geschmückt bildet der Urwald in Guayana ein so geschlossenes Laubdach, dass das Licht in demselben sehr gedämpft ist. Daher sucht das Auge am Boden vergebens nach der Blüthenpracht anderer Gegenden; es zeigen sich ihm hier nur Pilze, Farne und verwesende Organe. Die Bäume besitzen, wie in anderen tropischen Gegenden, meist Lorbeer- und Tamarindenform. Unter den zahlreichen Leguminosen liefert die bis über 50 Meter hohe Mora (Dimorphandra excelsa), der höchste Baum Guayana's, das wichtigste Nutzholz. Neben den Leguminosen sind die Rubiaceen, Laurineen und Euphorbiaceen sehr häufig. Nur wenige Bäume (einige Erythroxyleen und Bignoniaceen) werfen während der trockenen Zeit ihr Laub ab. Höchst merkwürdig ist eine Urticee der Lorbeerform, der auf den Gebirgen von Venezuela wachsende Kuhbaum (Galactodendron), welcher einen der animalischen Milch ähnlichen Saft enthält. Gegen 60 Palmenarten hat man bis jetzt gefunden; unter ihnen sind am zahlreichsten die kleineren, fiederblättrigen Geonomen und Bactris-Arten, nächstdem die schlanken, zu den Fächerpalmen gehörenden Mauritien. Letztere bewohnen sowohl den feuchten Urwald wie die Savanen. Die Elfenbeinpalme (Phytelephas) trägt 25 Pfund schwere Früchte mit je 6 bis 9 Kernen, deren dichtes Eiweiss (fast chemisch reiner Zellstoff) nach und nach ganz hart und dem Elfenbein ähnlich wird. Die Pisangform, durch Heliconia vertreten, geht in den feuchten Urwäldern hoch in die Gebirgsregionen hinauf; an der Silla von Caracas beobachtete sie A. v. Humboldt noch in 2150 Meter Meereshöhe. Die Nadelhölzer fehlen fast ganz; denn zu der einen Gattung der Coniferen, welche hier vorkommt (Podocarpus), zählen fast nur Arten mit Olivenlaub. — An dem Meere breiten sich in Guayana grosse Mangrovewaldungen aus, welche der oft selbst über ihre Kronen hinwegbrausenden See erfolgreich Widerstand leisten.

Die Llanos weisen einen sehr spärlichen Baumwuchs auf. Zu den Gräsern gesellen sich meist nur Stauden (namentlich Mimoseen); selten unterbricht eine Gruppe von Fächerpalmen (Copernicia) die eintönige Ebene. Die Flüsse werden öfter von Mauritia-Palmen umsäumt.

18) Das Gebiet des äquatorialen Brasilien (A. v. Humboldt's Hylaea) umfasst die Uferlandschaften des Amazonas und seiner Nebenflüsse. Mit tropischer Wärme sind hier reiche Niederschläge verbunden, welche sich am unteren Amazonas vom Februar bis Juli entladen; oberhalb der Rio-Negro-Mündung dauert die Regen-

zeit sogar 10 bis 12 Monate (s. S. 260). Daher ist auch im mittleren Theile des Amazonasthales der Urwald am ausgedehntesten und undurchdringlichsten. Nirgends stellt sich hier die Savane ein, die doch in dem unteren Amazonasgebiete nicht gänzlich vermisst wird.

Der Gesammtcharakter der Wälder ist hier derselbe wie im cisäquatorialen Südamerika. Die am häufigsten wiederkehrenden Formen sind die Mimoseen- und Lorbeerform, also Mimoseen, Laurineen und Feigenbäume; zwischen diesen erheben sich Gruppen von Palmen, neben welchen häufig die Pisangform (Heliconia) erscheint. Die Flussufer sind von Bambusen umgeben. Epiphytische Orchideen, Piperaceen und Aroideen bekleiden die Stämme, welche zugleich von Lianen (Malpighiaceen und Bignoniaceen) umschlungen und durch deren Blüthen geschmückt werden. „Ein einzelner Baum trägt bis zu den Moosen herab mehr verschiedene Pflanzenformen, als in der gemässigten Zone auf einem grossen Raume zerstreut wachsen.“ Die Hauptzierde jener Waldungen sind die Palmen. Viele derselben besitzen eine hohe, schlanke Gestalt, so die Palmen der Gattungen Euterpe, Oenocarpus und Iriartea (letztere wegen ihrer Luftwurzeln als „Stelzenpalme“ berühmt). Meist mischen sie sich unter die anderen Baumformen des Urwaldes; einzelne aber treten bisweilen zu geschlossenen Wäldern zusammen, wie Attalea spectabilis (Urucuri-Palme) und Maximiliana princeps. An den sumpfigen Küstenniederungen bildet Mauritia flexuosa grosse Wälder. Andere Palmen werden nur 3 bis 4 Meter hoch, während die stammlosen Palmen unmittelbar am Boden ihre dichten Blattrosetten ausbreiten. Zu den letzteren zählen insbesondere die beiden im ganzen tropischen Amerika vorkommenden Gattungen Geonoma und Bactris. Von den bisher bekannt gewordenen Palmenarten sind gegen 60 Arten endemisch; ausserdem giebt es noch gegen 120 Arten, welche die Grenzen dieser Flora überschreiten. Wir sind demnach berechtigt, dem Amazonasthale den grössten Palmenreichthum der Erde zuzusprechen. — Dass hier einerseits die Farnbäume, andrerseits die Cacteen ihre Bedeutung verlieren, ist in dem feuchtwarmen Aequatorialklima begründet.

Philipp v. Martius stellt dem Walde im Ueberschwemmungsraume des Amazonas (Igapo) denjenigen des wasserfreien Bodens (Etegder Guaçu-Wald) gegenüber. In dem 3 bis 4 Monate unter Wasser gesetzten Igapo bleiben die Laubbäume verhältnissmässig niedrig und werden deshalb von den zahlreichen hochstämmigen Palmen überragt. Da hier in Folge der lang andauernden Ueberfluthung der reiche Schmuck der Epiphyten fehlt, da ferner auch die Lianen spärlich vorhanden sind und die meisten Bäume nur unansehnliche, weisse oder grünliche Blüthen hervorbringen, so ist der Gesammteindruck, den die Wälder des Igapo machen, kein besonders erfreulicher, zumal die

Baumstämme immer mit den durch die Hochfluth herbeigetragenen Schlammtheilen behaftet sind. Dazu ist der Boden oft nur von harten Gräsern bedeckt, ja bisweilen vom Pflanzenwuchs fast entblösst.

In dem Ete-Wald hingegen, der den Ueberschwemmungen völlig entrückt ist, finden wir eine wahrhaft tropische Fülle der Vegetation. Hier herrscht die Lorbeerform vor; die mächtigen Kronen der ihr angehörenden Laubbäume (bis 60 Meter hoch) überragen alle übrigen Bäume, selbst die Palmen. Eine der schönsten Colossalgestalten ist eine Myrtacee, Bertholletia excelsa, welche die Paranüsse liefert. Ihre mächtigen Früchte von der Schwere einer Kanonenkugel können, aus einer Höhe von 30 Metern herabfallend, das Leben des Reisenden gefährden. Epiphyten, Farne, Pisang-, Scitamineen- und Aroideenformen entfalten sich hier unter den günstigsten Bedingungen.

In den Wäldern am Rio Negro werden die Palmen und Lianen seltener, die Laubhölzer niedriger.

Unmittelbar am Amazonas bildet das Röhricht des 5 bis 6 Meter hohen Pfeilgrases (Arundo saccharoides) die gewöhnliche Ufereinfassung, während die Bambuse mit Vorliebe die Wasserstrassen des Ete-Waldes begleiten. Von den Wasserpflanzen nimmt die Victoria den ersten Rang ein.

Als in mercantiler Hinsicht wichtige natürliche Erzeugnisse des brasilianischen Urwaldes sind zu nennen die Paranüsse, Kautschuk (gewonnen aus dem Milchsafte eines Euphorbiaceenbaumes, Siphonia elastica), Cacao, Vanille; ausserdem werden zahlreiche Nutzhölzer, Pflanzenfasern und Droguen von dort aus in den Handel gebracht.

19) Das Gebiet des transäquatorialen Brasilien reicht von dem Südrande der Hylaea bis zur Südgrenze der tropischen Regen, also ungefähr bis zum 27. Parallelkreise. Der vorwaltende Südostpassat wird an den östlichen Küstengebirgen, an denen er emporweht, zu einem Regenwinde; daher empfangen die östlichen Uferlandschaften so reiche Niederschläge, dass sich die Vegetation das ganze Jahr hindurch fortgesetzt entwickeln kann. Durch die Randketten aber werden dem Binnenlande die atlantischen Dämpfe entzogen; dieses erhält somit nur die tropischen Zenithalregen, denen immer eine längere Periode der Trockenheit folgt. Während daher die östlichen Randketten mit üppigem, tropischem Urwalde bedeckt sind, herrschen im Innern Savanen (in Brasilien Campos genannt) vor. Die periodische Unterbrechung des vegetativen Lebens zeigt sich hier besonders deutlich in den Catingas, d. i. in den weit verbreiteten Savanenwaldungen des südlichen Brasilien, welche während der trockenen Monate (in Minas Geraës von März und April an) ihr Laub abwerfen.

Von den Höhen der Serra do Mar bis hinab zu den Mangrove-

waldungen der Küste erstreckt sich ein Urwald, dessen Gesammtcharakter von demjenigen des nördlichen Brasilien wenig abweicht. Nur entfaltet er eine reichere Blüthenpracht, wie denn auch die Savanen dieses Gebietes einen viel stattlicheren Blumenflor aufweisen als die Llanos. Die Manigfaltigkeit der Palmen ist hier noch eine ausserordentlich grosse. Unter den hochgewachsenen sind namentlich die Cocoineen (Cocos, Attalea), unter den kleineren, vielfach mit Stacheln ausgerüsteten die vielen Arten der Gattung Bactris sehr häufig. Farnbäume gedeihen am besten an den schattigen Berggehängen; Bambuse (Guadua) und Pisang (Heliconia) suchen ähnliche Standorte auf wie in den übrigen äquatorialen Florengebieten Amerika's. Als charakteristische Gestalten der wiederum reich vertretenen Lorbeerform heben wir die Vochysiaceen und Ochnaceen (Luxemburgia) hervor. Durch ihr werthvolles Holz sind noch mehr bekannt einige in ihrem Aussehen der Tamarinde ähnelnde Leguminosen: die Dalbergieen und Caesalpinieen; denn Jacarandaholz erhalten wir von Dalbergia nigra, Brasilienholz von Caesalpinia echinata. Die verschiedenartigen und zahlreichen Lianen und Epiphyten sind von höchster malerischer Wirkung.

In den Wäldern der Campos, den Catingas, schaaren sich die Bäume bei weitem nicht so eng zusammen wie im Urwald und sind zugleich weit weniger hoch als in diesem (6 bis 12 Meter). Ebenso wenig wie dem tropischen Urwalde gleichen die Catingas den Wäldern Europa's; denn sie besitzen ein viel manigfaltigeres Pflanzenleben als diese, bergen selbst zur Zeit der Entlaubung noch eine Menge immergrüner Holzgewächse und sind endlich von vielen Parasiten und Epiphyten bevölkert, welche auch in der trockenen Jahreszeit die entblätterten Stämme mit frischem Grün schmücken. Zu den Parasiten gehören vor allem die Loranthaceen, zu den Epiphyten viele Bromeliaceen und Cacteen. Die Cacteen sind theils hohe, säulenartige Cereen, theils plattgedrückte, gegliederte Opuntien und finden sich (bald auf dem Boden, bald epiphytisch) kaum irgendwo in grösserer Manigfaltigkeit als hier. Wälder von geselligen Bäumen giebt es nur im Süden. Sie bestehen entweder (wie im Südosten) aus der Araucarie, der einzigen Wälder bildenden Conifere Südamerika's, einem hohen, schlanken Baum mit dunklem, der Olivenform sich näherndem Blatt, oder (wie in der Ebene des Gran Chaco) aus der stolzen Wachs- oder Caranda-Palme. Die meisten Bäume der Catingas sind Liliaceen (Vellosia, Barbacenia). Merkwürdig ist eine Bombacee (Chorisia ventricosa), deren Stamm in der Mitte tonnenförmig anschwillt. Von den palmenähnlichen Cycadeen wird der 17. Breitengrad nirgends überschritten. Die Sträucher gehören zahlreichen Familien an, so den Mimoseen, Melastomaceen, Myrtaceen u. a. Die Gräser der Campos (Paniceen, Stipaceen, Restia-

ceen) sind meist nur $^2/_3$ Meter hoch; gerade durch diesen geringen Wuchs scheint die Entwicklung der mit so herrlichem Blüthenschmuck ausgestatteten Stauden begünstigt zu werden. Der Nahrungswerth der Gräser ist ein geringer.

Der Charakter der Campos verändert sich übrigens nach Süden hin ganz wesentlich. Im Norden wird der ungeschlossene Rasen nur von einzelnen Säulencactus-Stämmen überragt. Weiter im Süden vermehren sich die blüthenreichen Stauden, und an Stelle der Cereen treten kleine Melonencactus. Sträucher- und Waldformation bleiben dieselbe, obwohl die Arten wechseln. Am Südrande endlich bewahren zwar die Savanen dasselbe Gepräge; aber die Wälder werden andere, indem sich hier gleichartige Araucarienbestände ausbreiten.

20) Das Gebiet der tropischen Anden Südamerika's (vom 10. Grad n. Br. bis 30. Grad s. Br.) zerfällt in zwei durch die Wasserscheide der östlichen Cordillere klimatisch scharf von einander geschiedene Theile: in einen wasserarmen im Westen und einen reich befeuchteten im Osten (vgl. S. 264 f.).

Das Küstenland bis 450 Meter Meereshöhe ist zu jeder Zeit regenlos; nur im Winter liefern leichte Nebelbildungen, die Garuas, einen feinen Niederschlag. Aber auch in den höheren Bergregionen sind die Regen so selten, dass die Vegetation keine rechte Lebensfülle zu entwickeln vermag. Dazu kommt, dass ein grosser Theil der von den Andenketten umsäumten Hochebene, insbesondere die am höchsten gelegene Puna-Region, bereits die Baumgrenze überragt, also nicht einmal den Gewächsen der gemässigten Zone eine gastliche Stätte gewährt. Am Titicaca-See (3700 Meter hoch) reifen nur Culturpflanzen von ganz kurzer Vegetationsperiode. Der landschaftliche Charakter der Westseite ist etwa folgender: Der sandige Küstenstreifen (Arenal de la costu, bis 1200 Meter Höhe) ist zur trockenen, wolkenlosen Jahreszeit überall da, wo er nicht bewässert ist, völlig vegetationslos, wird jedoch durch die winterlichen Garuas rasch in einen herrlichen, blumenreichen Garten umgewandelt, dessen Farbenpracht nur leider ebenso plötzlich wieder verschwindet, als sie sich entfaltet hat. Auf kiesigem Boden zeigen sich dann wohl noch vereinzelt niedriges Dorngebüsch und Saftgewächse; im übrigen aber erblickt das Auge weithin nichts anderes als den nackten Boden. Nur in den von Flüssen und Canälen durchzogenen Thälern gedeihen tropische Culturpflanzen, wie das Zuckerrohr (bis 1100 Meter Höhe), der Tschirimaja-Baum (Anona cherimolia), dessen kugelige, etwas schuppige Frucht (Cherimoles) sehr schmackhaft ist, und der Pisang (die beiden letzteren bis 1800 Meter Höhe). Abgesehen von diesen Oasen und dem rasch vergänglichen Wintergrün ist der Charakter der Küstenregion ein erschreckend öder. Aber auch auf

den Höhen der Anden selbst sucht man umsonst nach einem kräftigeren Ausdruck des organischen Lebens. Die Bäume sind nur durch wenige Arten vertreten, und auch diese besitzen keinen hohen Wuchs, sondern haben die Neigung, in die Strauchform überzugehen. Sie tragen fast alle immergrünes Blattwerk und gehören meist zu den Formen der Oliven (Buddleja) und der Mimoseen (Prosopis siliquastrum, vereinzelt in der Wüste Atacama). Die in allen Klimaten Südamerika's heimische Uferweide (Salix Humboldtiana) verdrängt vielfach in den Thälern den übrigen Holzwuchs. Nach oben hin gewinnen die Sträucher eine höhere Bedeutung. Viele derselben (so die Rhamneengattung Colletia, mehrere Synanthereen u. a.) sind mit Dornen bewaffnet; die dornlosen haben meist Myrtenform. In den alpinen Regionen werden die Rhododendren durch holzige Synanthereen (Mutisiaceen) und immergrüne Escallonien ersetzt. Die Cacteen sind in den mittleren Höhen des pacifischen Abhanges am häufigsten, fehlen jedoch nirgends auf dem dürren Hochlande; am auffallendsten sind unter ihnen die zahlreichen grossen Cereen (Cereus peruvianus). Seltener als die Cacteen erscheinen die Agaven. Der Graswuchs ist in den höheren Gebirgstheilen zwar reichlicher als in den Niederungen, aber immerhin noch dürftig; er genügt in manchen Zeiten kaum für die wandernden Lamaheerden. Der Nahrungswerth jener Gräser (Stipaceen, Poaceen, Deyeuxien) ist nur ein geringer; namentlich gilt dies von dem auch in der Puna-Region vorherrschenden stechenden Ichu-Gras (Stipa Ichu), welches in dieser Hinsicht der zur gleichen Gramineen-Gattung zählenden Tirssa der südrussischen Steppe nahesteht. Die Anden entbehren also der trefflichen Weideplätze der Alpen.

Die Puna-Region (zwischen den Andenketten) gleicht in ihrem Gesammtcharakter den oberhalb der Baumgrenze liegenden alpinen Gebieten; an diese erinnert namentlich die ausgedehntere Rasenbildung und die geringe Grösse der Holzgewächse. Sümpfe, Seen und Alpenbäche wechseln mit dem vorwaltenden Ichu-Rasen, dessen $^1/_2$ Meter hohe Büschel rasch ihr Grün verlieren und dann dunkel, wie angebrannt erscheinen, sowie mit dem weit verbreiteten Tola-Strauche (Baccharis Tola). Daneben finden sich kleine Cacteen (Echinocactus), Umbelliferen (Azorella), Gentianeen und Verbenaceen.

Die östliche Cordillere hat eine vom October bis Februar anhaltende Regenzeit. Ihre Abhänge sind zwar auch von Baumwuchs entblösst; aber ihre weiten Thäler sind fruchtbar und reich bevölkert. Hier wird der Maisbau mit Erfolg getrieben, und aus Europa eingeführte Obstbäume tragen reichliche Frucht. Die einheimischen Gewächse stimmen fast völlig mit denen der westlichen Cordillere überein.

Eine reiche tropische Vegetation trifft man erst am Ostfusse der östlichen Cordillere und zugleich in denjenigen tieferen Thälern

der Puna-Region an, welche den Regen bringenden Passatwinden geöffnet sind, z. B. in den Thälern des Magdalenenstrom- und des Amazonasgebietes. Die Vegetationsformen des feuchten Tropenklimas an der Ostseite der Cordilleren sind genau dieselben wie die des Waldlandes von Venezuela und Brasilien und brauchen daher nicht beschrieben zu werden. Von besonderem Interesse ist hier nur der obere Waldgürtel (zwischen 1500 und 2400 Meter Meereshöhe), welchen man in Peru die Augenbraue (Ceja) der Montaña nennt; es ist dies die Region der immergrünen, lorbeerblättrigen Cinchonen (Fieberrindenbäume), jener Bäume, deren Rinden eine so wunderbare Wirkung auf das Nervensystem ausüben. Das Letztere gilt auch von den Blättern des ebenfalls hier heimischen Cocastrauches (Erythroxylon coca). Der Cinchonenwald ist seiner grossen Feuchtigkeit entsprechend ein echt tropischer Urwald: er wird von manigfaltigen, mit ihren Kronen dicht in einander verschlungenen Bäumen gebildet, und Lianen winden sich um die mit zahlreichen Epiphyten geschmückten Stämme. Von den Palmen, die übrigens in den heissen östlichen Andenthälern sehr häufig und in vielen Arten auftreten, verirren sich nur zwei Arten in die höheren Gebirgsregionen: Oreodoxa frigida und die Wachspalme von Neu-Granada (Ceroxylon andicola). Der Uebergang aus den Cinchonenwäldern zu den Wäldern der heissen Regionen östlich der Anden ist ein ganz allmählicher.

21) Unter den Pampas versteht man eigentlich nur die baumlosen Ebenen zwischen den chilenischen Anden und dem Atlantischen Ocean; doch trägt der östlich von den Anden gelegene Theil Patagonien's bis zur Magalhães-Strasse im allgemeinen denselben Naturcharakter an sich und darf daher mit Recht diesem Florengebiete hinzugefügt werden. Die Temperaturcurve des Jahres hat einen sehr gleichmässigen Verlauf; ein Winter mit stärkerem Schneefall, welcher die Entwicklung der Vegetation unterbrechen würde, ist fast durchweg ausgeschlossen. Dennoch entfaltet sich hier das Pflanzenleben unter sehr ungünstigen Verhältnissen; denn die meisten, noch dazu sehr unregelmässig eintretenden Niederschläge entladen sich in Form von plötzlichen, rasch vorübergehenden Gewittergüssen. Auf diese folgen dann häufig längere Perioden der Trockenheit, weil die vorwaltenden Westwinde beim Ueberschreiten der Anden den grössten Theil ihrer Feuchtigkeit verlieren. Der regellose Wechsel von Nässe und Dürre bei entschiedenem Uebergewicht der letzteren ist es also vor allem, welcher dem Lande den Steppencharakter aufdrückt.

Hinsichtlich ihrer Vegetationsdecke kann man die Pampas in drei Theile zerlegen: in die Chanarsteppe, die eigentlichen Pampas und die südlichen Ebenen von Patagonien.

Die Chanarsteppe (im Nordwesten, zwischen dem Ostfusse der Anden und dem Meridian von Cordova) ist arm an Graswuchs; der Chanar (Gourliea) und die Akazie von Santiago (Acacia cavenia), zwei dornige Sträucher mit kleinen Blättern, überziehen grosse Flächen. Fruchtbarere Stellen sind auch mit Gras überkleidet; ohne dieses wäre ein gedeihlicher Betrieb der Viehzucht nicht möglich, da die Thiere leiden, wenn sie sich beständig von den Blättern der Sträucher nähren sollen. Nach dem Norden hin zeigen sich auch Baumgruppen, ja selbst lichte Gehölze von Algaroben (besonders von der Mimosee Prosopis). Sie werden ebenso wie das Gesträuch von zahlreichen Cacteen (Cereen, Opuntien und Mamillarien) begleitet. In den salzhaltigen, oft von Seen erfüllten Niederungen (Salinas) herrschen Halophyten von der Chenopodeenform (Salicornia, Atriplex) vor.

Die eigentlichen Pampas (von Cordova und vom Rio Salado bis zur Nordgrenze Patagonien's, also zwischen dem 30. und 40. Parallelkreise) sind eine reine Grasebene, welche nirgends Geröll, ja keinen Stein von der Grösse einer Haselnuss aufweist, „ein uferloses Meer von Gräsern, wo das Auge am Horizont keinen Ruhepunkt findet, ausser wo die Sonne aufgeht und niedersinkt". Die Gräser erreichen im allgemeinen dieselbe Höhe wie unsere Wiesengräser; theils sind sie hart und wenig brauchbar (Stipagräser), theils zarter und nahrhafter (Poaceen, Avenaceen). Einheimische Stauden sind sehr selten; daher fehlt den Pampas fast durchweg der Blumenschmuck. An den Flüssen erheben sich hie und da mächtige, mannhohe Rohrgräser (Arundo Quila), sowie kleinere Waldungen. Im übrigen sind die letzteren auf die feuchten Küstengebiete und die vom Seewinde getroffenen östlichen Abhänge der Gebirge beschränkt. Die Insel- und Uferwälder des La Plata bestehen aus Leguminosen (Prosopis, Acacia, Gourliea), mehreren Laurineen und Weidengebüsch (Salix Humboldtiana). Eigenthümlich ist den Pampas der Ombu (die Phytolaccee Pircunia dioeca), ein stattlicher Baum mit weit ausgreifenden, knorrigen Aesten und grossen, dunklen Blättern, welcher seiner schattigen Krone wegen vielfach angepflanzt wird. Am Parana treten mehrere Fächerpalmen auf; einige Cocospalmen (unter ihnen die Pindo-Palme, Cocos australia) dringen sogar bis zur Mündung des La-Plata-Stromes nach Süden vor. Der ursprüngliche Charakter der Landschaft wird neuerdings gänzlich verändert durch einige zufällig aus Südeuropa eingeführte Gewächse. So bedecken einige Disteln (Cynara, Silybum, Lappa) und eine Doldenpflanze, der Fenchel (Foeniculum) ungeheure Flächenräume. Namentlich hat die Artischockendistel (Cynara Cardunculus), von der man weiss, dass die ersten Samen im Jahre 1769 in den Haaren eines Esels aus Spanien kamen, auf vielen Quadratmeilen den Graswuchs

völlig erstickt zum grossen Schaden für die Viehzucht in den dortigen Ländereien.

Auf den Trümmergesteinen Patagonien's ist nichts von Grassteppe mehr sichtbar. Nur dürftiges Dorngestrüpp (besonders aus Leguminosen) entwickelt sich zerstreut auf dem Kiesgeröll, und örtlich kommt selbst dieses kaum fort. Nirgends überragt ein Baum die eintönige Ebene. Nur im Norden, in der Nähe des Rio Negro, findet sich an den Flussufern Weidengebüsch und vereinzelt eine kleine Akazie, welche von den Eingeborenen bewundert und als ein Heiligthum betrachtet wird. Auch eine Opuntia (O. Darwini) fristet hier noch ein kümmerliches Dasein.

22) Das chilenische Uebergangsgebiet umfasst den schmalen Küstenstrich an der Westseite der Anden vom 23. bis 34. Grad s. Br., also die nördlichen und mittleren Provinzen Chile's. Auch hier ist wie in dem nördlich davon gelegenen Peru die Trockenheit der vorherrschende Grundzug des Klimas; doch stellen sich gegen Süden hin Winterregen ein, die zu Santiago ($33^1/_2{}^0$ s. Br.) bereits ebenso bedeutend sind wie in der Lombardei. Der regelmässige Wechsel eines trockenen Sommers und Regen bringenden Winters ist in dem ebenso regelmässigen Wechsel der Luftströmungen begründet. Die Südwinde des Sommers bewirken Heiterkeit des Himmels, weil sie sich von ihrem Sättigungspunkte entfernen; die Nordwinde des Winters aber haben Wolkenbildung und Regen in ihrem Gefolge. Uebrigens sind die Winterregen in dem nördlichen Theile sehr geringfügig; denn zu Coquimbo (30 ° s. Br.) reduciren sie sich auf fünf bis sechs Güsse, und zu Copiapo (27 ° s. Br.) werden statt ihrer nur Garuas beobachtet. Wie in den Mittelmeerländern, so ist auch hier der Winter die eigentliche Vegetationszeit.

Die Bäume Chile's besitzen gleich den übrigen einheimischen Holzgewächsen ein immergrünes Laub; aber sie sind wenig zahlreich und entbehren einer kräftigen Entwicklung. Die stattlichste Gestalt, der Boldu (eine Laurinee), erreicht eine Höhe von 16 Metern; eine Rosacee (Quillaja) wird gegen 10 Meter hoch, und von gleicher Höhe ist die einzige chilenische, mit Fiederlaub versehene Palme, Jubaea spectabilis. Im allgemeinen ist der während des Sommers völlig austrocknende und daher harte Thonboden Chile's dem Baumwuchs sehr ungünstig; dieser ist daher fast nur auf die feuchten Standorte in den Thälern beschränkt. Vielfach verkümmern die Bäume und bleiben Zwergholz, so namentlich eine bei Santiago häufige dornige Mimosee, der Espino (Acacia cavenia), und ein ebenfalls dorniger Leguminosenbaum mit winzigen Fiederblättern, die Gourliea, welche bis in die Wüste Atacama vordringt. Wie bei den Bäumen, so ist auch bei den Sträuchern

der Dürre des Landes entsprechend die Belaubung vielfach durch Dornenbildung unterdrückt. Nur an den Flussufern erscheinen statt der Dornensträucher Myrten- und Oleanderformen, sowie die Gebüsche der Salix Humboldtiana. Auf den dürren Gehängen gedeihen Cacteen und zwar Cereen (der über 6 Meter hohe Cereus Quisco) und Opuntien in den unteren, die kugelförmigen Echinocacten nnd Mamillarien in den oberen Regionen. Die Zwiebelgewächse, besonders durch Liliaceen und Amaryllideen reich vertreten, schmücken die Landschaften im Winter und Frühling mit den manigfachsten Farben. Im Winter bieten die Steppengräser (Stipaceen, Avenaceen, Poaceen) überall dem Vieh eine gute Weide, die freilich im Sommer nur auf den höheren Gebirgsregionen oder an besonders fruchtbaren, eingehegten und geschonten Stellen gefunden wird. Für die Viehzucht eignet sich dieses mit trefflichen Futtergewächsen ausgestattete Land viel mehr als zur Cultur der Cerealien.

Chile ist ausgezeichnet durch einen ausserordentlichen Reichthum an endemischen Pflanzen; auch ist es das Heimathland der Kartoffel.

23) Das antarktische Waldgebiet ist die pacifische Abdachung der Anden vom südlichen Chile bis Cap Hoorn (34 bis 56 ° s. Br.). Hier wechseln äquatoriale und polare Luftströmungen in rascher Folge mit einander ab und in gleicher Weise feuchte und trockene Perioden. Demnach fallen hier wie im nördlichen Europa zu jeder Jahreszeit reiche Regen; nur gehört das Maximum derselben nicht dem Sommer, sondern dem Winter an. Ueberhaupt sind Regentage und Tage mit umwölktem Himmel dort viel häufiger als bei uns.

Diese Verhältnisse gelangen auch in der Vegetation deutlich zum Ausdruck; denn fast das ganze Land wird von einem hochstämmigen, geschlossenen Walde bedeckt. Viele Bäume bewahren während des feuchten, milden Winters ihr Laub; bei anderen aber äussert sich der Temperaturrückgang des Winters durch einen Stillstand in der Entwicklung, der sich durch die Entlaubung verschiedener Bäume zu erkennen giebt. In dem nördlichen Theile (zwischen 34 und 44 ° s. Br.) besteht der Wald aus Baumarten von verschiedenen Familien; Bambusformen (aus der Gattung Chusquea) bilden ein fast undurchdringliches Unterholz der Wälder, und die von Lianen umschlungenen Stämme sind von Epiphyten bewohnt. Dieser Wald hat also einen tropischen Charakter. Unter den immergrünen Bäumen des antarktischen Gebietes befinden sich mehrere Laurineen (z. B. Persea Lingue), ein grosser Myrtaceenbaum (Luma) und die Magnoliacee der Anden, Drimys. Verwandtschaftliche Züge mit Australien, resp. Neuseeland verrathen die Arten einer Tiliaceengattung (Aristotelia), ein Rosaceenbaum (Eucryphia), zwei Monimieen (Laurelia und Peumus) und einige

Proteaceen aus den Gattungen Embothrium und Lomatia. Der wichtigste Waldbaum aber ist die Buche. Die zwei vorherrschenden Arten derselben (Fagus antarctica und F. obliqua) werfen im Winter ihr Laub ab, während einige andere, vor allem F. betuloides (wegen ihrer kleinen Blätter der Birke ähnlich), immergrün sind. Da die letztere sich auch unter die Bestände der beiden laubwechselnden Arten mischt, so ist der Charakter der dortigen Wälder namentlich im Winter ein höchst eigenartiger. Von Coniferen, die als Bauholz bereits eine hohe Wichtigkeit erlangt haben, sind bisher gegen 10 Arten ermittelt worden. Unter ihnen ist die bis über 30 Meter hohe chilenische Araucarie (A. imbricata) die stolzeste Gestalt. Ihre dunkle Belaubung setzt sich aus gedrängten, zugespitzten, aber flachen Blättern zusammen. Sie ist auf die beiden Cordilleren von Araucanien (37 bis 39° s. Br.) beschränkt. Die eigentlichen Nadelhölzer (südwärts vom 39. Grad auf den inneren Cordilleren) gehören zu der tropischen Gattung Podocarpus (vgl. S. 578) oder nähern sich in ihrem Bau der Cypresse und dem Taxus.

Von der Insel Chiloë bis Cap Hoorn sind ausser den genannten Nadelbäumen, die jedoch selten zu grösseren Waldungen sich vereinigen, die Buchen (neben F. antarctica die immergrüne F. betuloides), sowie die immergrüne Drimys fast die einzigen Waldbäume. Das Unterholz wird durch immergrüne Sträucher aus den Familien der Ericeen und Myrtaceen, sowie aus den Gattungen Berberis und Escallonia gebildet. In der Nähe von Cap Hoorn entwickelt sich ein Hochwald nur in feuchten Schluchten und im Innern des Landes, da die heftigen Stürme an der Küste bloss Krummholz aufkommen lassen.

24) Oceanische Inseln sind im Sinne des Botanikers solche, auf denen eine selbstständige Entstehung von Pflanzen nachgewiesen werden kann. Die übrigen Inseln empfingen alle ihre Gewächse von einem benachbarten Festlande, mit welchem sie meist ehemals verbunden waren, oder es sind wenigstens durch Austausch die Spuren ihrer eigenen Bildungskräfte verwischt worden. Von Wichtigkeit sind namentlich solche Inseln, deren endemische Gewächse in ihrem Bau von denen aller Festländer abweichen.

In der nördlich gemässigten Zone besitzen nur die Azoren, Madeira und die Canarien einen Grundstock einer eigenartigen Flora; doch haben sie die meisten Pflanzen mit den Mittelmeerländern gemein. Namentlich theilen sie mit diesen die Formation der immergrünen Sträucher oder Maquis, welche auf den Azoren bis 1700 Meter, auf Madeira bis 2000 Meter Meereshöhe hinaufreicht und die für das Mittelmeergebiet charakteristische Erica arborea einschliesst. Im Litorale der Canarien nähert sich die Pflanzenwelt durch zahlreiche Saftpflanzen

(Euphorbien), die Dattelpalme und den Drachenbaum der Vegetation des benachbarten Afrika.

Die Capverden zeigen wie die Canarien in ihrer unteren, heissen Region (bis 500 Meter Höhe) die Formen des tropischen Afrika, insbesondere Senegambien's, wiederholen aber in der oberen Region (500 bis 1500 Meter Höhe) die Maquis der Mediterran-Flora. — Die Felseninsel Ascension hat nur wenige und unansehnliche Arten, aus denen keine deutlichen Beziehungen zu anderen Vegetationsgebieten hervorgehen. — St. Helena's ursprüngliche Pflanzenwelt ist durch die Einführung der Ziegen, sowie zahlreicher Culturgewächse fast völlig beseitigt worden; selbst von den immergrünen Laubhölzern und Farnbäumen, welche einst die Insel bedeckten, sind nur wenige jetzt noch anzutreffen. Durch mehrere Synanthereen-Bäume ist St. Helena mit den Floren Chile's und einiger pacifischer Archipele seltsam verbunden.

Madagaskar's Pflanzen sind wohl zur grösseren Hälfte endemisch. Die überall vorkommenden Akazien erinnern an den Sudan, die Pandanusform und die Casuarinen an den indischen Archipel, die Erikengattung Philippia an das Capland. Zu den Charakterpflanzen der Insel gehören die Ravenala oder der Baum der Reisenden, ein hoher Pisang, dessen senkrecht ausgespannte Laubrosette einem grossen Fächer gleicht. In einer Höhlung am Ansatzpunkte der Blattstiele sammelt sich Wasser, welches durch einen Stich zum Abfliessen gebracht werden kann; auf diese Weise entwickelt sich sofort ein kleiner Quell. Merkwürdig ist ferner eine Baumorchidee (Angraecum sesquipedale) mit einem 50 Centimeter langen Blüthensporn an der 20 Centimeter im Durchmesser haltenden Blüthe, sowie die im Wasser schwimmende Ouvirandra, deren durchbrochenes Blattadernetz einem Spitzengewebe ähnlich ist. — Die Maskarenen sind hinsichtlich ihrer Flora mit Madagaskar näher verwandt als mit dem tropischen Afrika; auch aus Indien sind zahlreiche Gewächse eingewandert. Eine Akazie (Acacia heterophylla), welche ihre Fiederblätter leicht abwirft, ist vielleicht identisch mit der Koa-Akazie des Sandwich-Archipels. — Die Seychellen sind nur durch die endemische Seecocos-Palme (Lodoicea Seychellarum) ausgezeichnet.

Im Stillen Ocean entspricht die Flora der Koralleninseln durchweg derjenigen des indischen Monsungebietes; hingegen sind die vulcanischen Inseln meist reich an endemischen Pflanzen. Dies gilt vor allem von den Sandwich-Inseln, auf welchen sogar die Anzahl der endemischen Arten mit dem Umfang und der Höhe der Vulcane wächst. Sie sind meist ganz eigenartige Erzeugnisse, welche sich in systematischer Beziehung den verschiedensten Küstenlandschaften des Stillen Meeres nähern, also Australien, dem tropischen Asien, Nord- und Südamerika

und den pacifischen Archipelen. — Auf den Fidschi-Inseln herrscht der indische, auf Neu-Caledonien (20 endemische Gattungen) der australische Vegetationscharakter vor. Norfolk's Flora, durch die endemische Conifere Araucaria excelsa (bis 60 Meter hoch) merkwürdig, ist im allgemeinen von der Art der neuseeländischen Flora.

Auf Neuseeland sind die Farne von hervorragender Wichtigkeit. Sie vertreten hier die Stelle der Gräser und bedecken, mit Strauchwerk wechselnd, ungeheure Strecken offenen Landes; zugleich sind sie eine Zierde der dortigen Wälder. Ein Farn giebt eine essbare Wurzel (Pteris esculenta). Die Waldungen sind immergrün und werden wie unter den Tropen aus zahlreichen in buntester Mischung vorkommenden Bäumen gebildet. Die Farnbäume (Cyathea, Dicksonia squarrosa) werden gegen 13 Meter hoch; von den Palmen hingegen weist Neuseeland nur eine einzige kleinere Art auf: Areca sapida. Bei den Liliaceenbäumen (Cordyline) verkürzt sich der Stamm, bis er ausserhalb des Waldes in dem als Fasergewächs so wichtigen neuseeländischen Flachs (Phormium tenax) völlig verschwindet. Oliven-, Lorbeer- und Myrtenformen walten in den Wäldern vor; immergrüne Buchen schmücken namentlich die Gebirge. Einer der Laubbäume, eine Monimiee (Atherosperma Novae-Zeelandiae), wird c. 50 Meter hoch. Die Coniferen haben zum Theil flache Blätter (Dammara, Phyllocladus). Ihre Höhe ist bisweilen eine sehr beträchtliche; denn eine Art der Cypressenform (Podocarpus dacrydioides) erreicht gleichfalls eine Höhe von 50 Metern. Das Holz der Kaurifichte (Dammara australis), welche auf den nördlichen Theil der Nordinsel beschränkt ist, wird häufig als Bauholz verwendet. Ueberhaupt befinden sich unter den 100 grösseren Baumarten gegen 40 Nutzhölzer. Die Sträucher, welche meist den Myrten- und Oleanderformen angehören, bieten wenig Eigenthümliches. Zahlreiche Lianen umschlingen die Bäume; die Epiphyten sind meist Farne, selten nur Orchideen. — Neuseeland hat nicht weniger als 24 endemische Gattungen. Sehr gering ist selbst die Verwandtschaft mit dem benachbarten Australien, indem die Akazien und Eucalypten gänzlich fehlen, von den Proteaceen aber kaum mehr vorhanden sind als in dem Gebiete der antarktischen Flora.

Die dürren, vulcanischen Eilande der Galapagos-Inseln haben viele endemische Gewächse, unter denen nicht wenige nur der einen oder anderen Insel eigenthümlich sind. Im Gegensatz zu diesen dürren Inseln ist Juan Fernandez (die Robinson-Insel) überkleidet mit herrlichen Wäldern von Farnbäumen, Palmen und eigenartigen Laubhölzern. Durch seine Farne steht es Neuseeland nahe; im übrigen besitzt es auch verschiedene südamerikanische Typen.

Völlig baumlos sind einige Inseln und Inselgruppen südlich des 50. Grades s. Br.: die Falklandsinseln, Tristan da Cunha und Kerguelens-Land. Die einförmige Flora der Falklandsinseln ist mit derjenigen des Continents an der Magalhães-Strasse nahe verwandt. Hingegen ist Tristan da Cunha reich an endemischen Gewächsen, welche im allgemeinen wenige Beziehungen zum Caplande, zahlreiche aber zu den antarktischen Gebieten Südamerika's offenbaren. Kerguelens-Land entbehrt aller Holzgewächse und weist nur Gattungen der antarktischen Flora auf.

V. Die Wanderungen der Pflanzen.

Die beschriebenen Vegetationsgebiete sind keineswegs so scharf von einander gesondert, dass sich an ihrer Grenze mit einem Male die Pflanzenwelt total verändert; vielmehr verbreitet sich immer eine geringere oder grössere Anzahl der Gewächse in die Nachbargebiete, ja bisweilen sogar nach weit entfernten Gegenden. In nicht wenigen Fällen lässt sich leicht nachweisen, wann und durch welche Mittel gewisse Pflanzen ihren Verbreitungskreis erweitert haben. Hauptsächlich sind es Wind und Wasser, Thiere und Menschen, mit deren Hilfe die Pflanzen ihre Wanderungen vollziehen.

Die Luft trägt insbesondere Pflanzensamen weit fort, die recht klein und somit sehr beweglich sind, z. B. die kleinen Keime der Kryptogamen. Daher finden sich viele Arten von Flechten unter allen Breitengraden. Ebenso leicht verbreiten sich die Farne. Schon Hooker[1]) bemerkte überall an den heissen Quellen der Nordinsel von Neuseeland Lycopodium cernuum, ein Farnkraut, welches alle Klimate der Erde aufsucht, ausserhalb der Tropen aber nur auf dem warmen Boden in der Nähe heisser Quellen vorkommt. Ein ähnliches Verhalten zeigen nach Ferd. v. Hochstetter auch Nephrolepis tuberosa, Nephrodium unitum und Nephrodium molle. Diese echt tropischen Farne gedeihen nämlich in üppiger Fülle an den heissen Quellen des Rotomahana und an den kochenden Quellen von Waikite am Fusse der Pairoa-Kette; doch sind sie nirgends in einiger Entfernung von den genannten Orten zu entdecken. Ihre Sporen müssen durch Luftströmungen aus den tropischen Ländern Australien's oder Amerika's oder von den tropischen Inseln der Südsee hierher transportirt worden sein[2]). Daran zu zweifeln haben wir um so weniger ein Recht, als es längst bekannt ist, dass vulcanische Aschen oft Hunderte von Meilen

[1]) Introd. Essay to the Flora of New-Zealand. London 1853. p. 27.
[2]) Ferdinand v. Hochstetter, Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 263 f. 409 f.

weit durch Winde geführt werden; die Samen jener Pflanzen aber sind weder grösser, noch schwerer als die feinen Körner vulcanischen Staubes.

Besonders liegt den Winden das Geschäft ob, diejenigen Pflanzen zu verbreiten, deren Samen oder Früchte so organisirt sind, dass sie leicht vom Winde erfasst und fortgetragen werden können. Bald ist der Griffel in einen fedrigen Schwanz verwandelt, wie bei den Waldreben (Clematis), der Anemone, der Dryas octopetala, bald der Kelch in eine Federkrone, wie bei den meisten Compositen und bei gewissen Valerianeen; bald sind die Samen von einem weichen Pelze oder von Haarbüscheln umhüllt, wie bei der Baumwolle, den Apocyneen, Asclepiadeen (Seidenpflanzen), bei dem Weidenröschen, der Pappel und Weide, bald die Früchte mit Flügeln ausgestattet, wie die des Ahorn, der Ulme, Esche, der Ailanthus, der Kiefer und Erle. Mit derartigen Vorrichtungen ausgerüstet vermögen oft selbst grössere Samen in der Luft über weite Meeresräume hinwegzuschreiten. So sah Berthelot auf den Canarischen Inseln, deren Flora ihm genau bekannt war, unmittelbar nach einem heftigen Orkan eine einjährige Synantheree (Erigeron ambiguus), die in der Mediterranflora allgemein verbreitet ist, plötzlich an den verschiedensten Standorten keimen, wo sie zuvor gänzlich fehlte. Zahlreiche Samen dieser Pflanze, die vermittelst ihrer Haarkrone schon in leicht bewegter Luft schweben, waren demnach durch ein ungewöhnliches Naturereigniss den Inseln aus Afrika oder von Portugal mit einem Male zugeführt worden [1]).

Steppenpflanzen verlieren während der Periode der Trockenheit ihren Halt im Boden, da derselbe nach allen Richtungen hin berstet. Vielfach werden sie dann entwurzelt und als Steppenläufer über die Ebene getrieben, was um so leichter geschieht, als der Sturmwind auf der einförmigen Steppe eine viel grössere Macht entwickelt als auf unebenem Terrain.

Ein weiteres Mittel, welches zum Transport der Pflanzen oder ihrer Samen dient, ist das Wasser. Zwar verhindert der Ocean durch seine Grösse vielfach den Austausch der Gewächse; aber seine Strömungen schlagen wiederum eine Brücke zur Verfrachtung derselben. Der Golfstrom trägt seine Treibproducte aus den westindischen Gewässern bis Island, Spitzbergen und Nowaja Semlja, wo sie in Menge an die Küsten geschwemmt werden. Freilich kommt dieses Transportmittel nur bei Verbreitung solcher Samen in Betracht, deren Keimkraft im Salzwasser nicht verloren geht und die im neuen Lande ein für die Entfaltung der Pflanze günstiges Klima vorfinden. Die von

[1]) A. Grisebach, l. c. Bd. I, S. 389.

einer harten Schale umgebene Cocosnuss kann lange Zeit im Salzwasser liegen, ohne ihre Keimfähigkeit einzubüssen; daher konnte sie sich mit Hilfe der Meeresströmungen leicht von den pacifischen Gestaden Mittelamerika's nach den polynesischen Inseln und von dort bis in das tropische Asien und nach Afrika verbreiten. Besonders finden sich unter den Hülsenpflanzen (Leguminosen) viele Arten, deren Samen selbst im Seewasser ihre Keimfähigkeit lange bewahren. Daher sind, wie der jüngere Hooker hervorhebt, unter allen Inselpflanzen die Leguminosen am reichsten vertreten. Wie lange sich Samen, ohne durch das Meerwasser beschädigt zu werden, in demselben bewegen können, hat Darwin durch Experimente erwiesen. Hierbei widerstanden viele der Wirkung des Salzwassers eine lange Zeit, in welcher sie, durch Meeresströmungen getrieben, Hunderte von Meilen hätten zurücklegen können. Entada-Körner, welche von Amerika nach den Azoren, d. i. 750 geogr. Meilen weit gewandert und von Darwin an Hooker gesandt worden waren, konnten in Kew noch zum Keimen gebracht werden. Darwin ist der Ueberzeugung, dass die kleinen Koralleninseln, die sicher niemals mit dem Festlande verbunden waren, in grossem Massstabe auf diese Weise mit Pflanzen versorgt werden.

Es ist bemerkenswerth, dass nach den Sammlungen von Scoresby und Sabine, welche Hooker verglich, die Ostküste Grönland's, die den Eisstrandungen aus dem arktischen Strome unmittelbar ausgesetzt ist, unter denselben Breitengraden (70—75 °) viel pflanzenreicher sein soll als die Westküste. Hieraus geht mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass Grönland, welches keinerlei eigenthümliche Pflanzen besitzt, aus Osten durch die ostgrönländische Strömung seine Vegetation erhielt, und dass die einzelnen Arten, der Küstenlinie folgend, nach und nach bis zum Smithsunde verpflanzt wurden [1]). Hier dürfen wir auch den Eisbergen einen gewissen Antheil an der Verbreitung der Pflanzen zuerkennen, da man sehr oft findet, dass sie mit Massen Samen führender Erde beladen sind und dieselben gelegentlich auf fremden Küsten ablagern. Die Uebereinstimmung, welche die Flora der Nordpolarländer in der Alten und Neuen Welt darbietet, ist wohl zum Theil in derartigen Vorgängen begründet.

Wie die Strömungen des Oceans, so dienen auch die Bewegungen des Flusswassers dazu, die Gewächse zu verbreiten; namentlich überschütten die Flüsse bisweilen bei Hochwasser das Inundationsbett mit Samen. Nicht immer gelingt es freilich den auf diese Weise herabgetragenen Gebirgspflanzen, auch in der Ebene das Bürgerrecht zu erlangen; denn das dortige Klima sagt ihnen vielfach nicht zu. So

[1]) A. Grisebach, l. c. Bd. I, S. 63.

treffen wir auf der bayerischen Hochebene Alpenpflanzen in unmittelbarer Nähe der Flüsse (z. B. am Lech); doch vermögen sie nicht weiter thalabwärts oder in Gegenden abseits der Flusslinien vorzudringen, weil ihre Samen auf der Hochebene niemals reifen. Da indess in jedem Jahre bei Hochwasser eine neue Zufuhr von Samen eintritt, so tauchen auch stets jene Pflanzen an den Ufern der Flüsse wieder auf.

Durch die Thiere werden die Samen auf zweierlei Weise verbreitet: entweder indem die Samen (mit oder ohne Frucht) von den Thieren verschlungen und nach der Verdauung in lebenskräftigem Zustande ausgeschieden werden, oder indem die Thiere die äusserlich an Pelz, Vlies oder Gefieder, mitunter auch die an den Füssen haftenden Samen forttragen und anderwärts abwerfen.

Die erste Art der Verbreitung findet namentlich bei solchen Pflanzen statt, deren Samen, von einer unverdaulichen Schale geschützt, durch den Magensaft nicht angegriffen werden. Dies gilt z. B. von den Aepfeln, Birnen, Kirschen, Pflaumen, Aprikosen, sowie von einem grossen Theil der Beeren. Auf diese Weise mögen Eberesche und Hollunder auf so viele Mauern, Büsche von Rosen und Liguster auf den Cölner Dom gelangt sein. Bisweilen verschlingen auch Fische des Oceans Samenköner, welche dann, wenn die Fische eine Beute der Meeresvögel geworden sind, sammt dem übrigen Mageninhalt der Fische auf entfernte Inseln ausgestreut werden. Durch die transoceanischen Züge der amerikanischen Vögel nach Europa und der europäischen nach Amerika wird der Austausch von Pflanzen zwischen beiden Continenten wesentlich gefördert.

Auf die zweite Art verbreiten sich vor allem solche Pflanzen, welche mit Hilfe einer besonderen Vorrichtung leicht äusserlich an den Thieren haften. Die Natur sorgt für derartige Haftmittel in reichem Masse. Mit Angelhaken bewaffnet sie die Früchte der Agrimonia und die Hüllen der Spitzklette (Xanthium); in Haken verwandelt sie die Griffel der Geum-Arten, die Hüllblätter der Kletten, den Kelch der Valerianella echinata und V. hamata; mit starren und rückwärts gezahnten Grannen bekleidet sie die Früchte einiger Labkrautarten, mehrerer Gräser und Doldengewächse, der Achäne, des Zweizahns (Bidens) etc.; ferner überzieht sie einige Samen mit Firniss und klebrigen Ausscheidungen, z. B. die von einigen Distelarten, von Carpesium cernuum und von der Mistel (Viscum); endlich giebt sie den Früchten von Myzodendron punctulatum eine grosse Masse klebriger Federchen. Indem die genannten Samen und Früchte entweder am Fell der Säugethiere oder an den Federn, Schnäbeln und Füssen der Vögel haften, machen sie mit diesen weite Reisen und gelangen so an ferne Orte.

Wie erfolgreich in dieser Hinsicht oft die Wanderung eines ein-

zigen Vogels sein kann, soll nur durch ein Beispiel gezeigt werden. Darwin wurde einmal der Schenkel eines eben geschossenen Rebhuhnes (Caccabis rufa) übersandt, an dem ein Ballen harter Erde im Gewicht von 18½ Neuloth befestigt war. Diese Erde wurde drei Jahre lang aufbewahrt, dann zerbrochen, befeuchtet und unter eine Glasglocke gestellt, worauf aus ihr nicht weniger als 82 Pflanzen aufgingen, darunter 12 Monokotyledonen und 70 Dikotyledonen, von denen die letzteren drei verschiedenen Arten angehörten. Da nun alljährlich eine Menge Vögel durch Stürme nach fernen Küsten verschlagen werden, so dienen sie sicher in vielen Fällen, wenn sie Erde an ihren Füssen mitbringen, zur Verbreitung der Pflanzen.

Vereinzelt mögen sogar Heuschrecken die Träger von Pflanzensamen sein, da man in ihrem Dünger bisweilen keimfähige, also unverdaute Samen antrifft. Auch sind sie im Stande, weite oceanische Reisen zurückzulegen; denn Darwin fing eine Wanderheuschrecke, die vom Winde verweht worden war, auf hoher See, 90 geogr. Meilen, somit weiter als Madeira von Afrika entfernt. Von einer Asclepiadee, die auf Gomera, einer der Canarien, häufig ist (Gomphocarpus fruticosus), wird versichert, dass sie sich dort erst in diesem Jahrhundert gezeigt habe und dass die Samen, mit ihrer weichen Wolle fremden Körpern sich leicht anheftend, durch Heuschrecken vom Festlande nach der Insel transportirt worden seien [1]).

Endlich fördert auch der Mensch theils absichtlich, theils unabsichtlich die Verbreitung der Gewächse. Vor allen Dingen verpflanzt er die Culturgewächse von Land zu Land, von Erdtheil zu Erdtheil; daher ist insbesondere in fruchtbaren, gut cultivirten Ländern ein beträchtlicher Theil des Bodens mit ursprünglich fremdländischen Pflanzen bedeckt. Aber auch unabsichtlich erweitert der Mensch die Schranken der Verbreitungsgebiete. So hat Alphonse de Candolle nachgewiesen, dass bei Port Juvenal (in der Nähe von Marseille) 438 neue Species, meist der Mediterranflora angehörig, durch den Wollhandel eingeführt worden waren [2]). Mit der Emballage von Thorwaldsen's Skulpturen kamen 25 Species der römischen Campagna nach Kopenhagen. In der Umgegend von Strassburg zeigten sich nach dem Jahre 1870 84 neue Species, welche durch Cavalleriefourage aus Algier hierher gebracht worden waren. Ferner sind nach dem deutsch-französischen Kriege in den Départements Loiret und Loir-et-Cher 163 deutsche Species aufgetaucht; doch war bereits im Jahre 1874 die Hälfte hiervon verschwunden; die übrigen verminderten sich rasch, und nur gegen 5

[1]) A. Grisebach, l. c. Bd. II, S. 512.

[2]) Nach R. Brown: „On human agency in the dispersion of plants“ im Geographical Magazine 1874, Nr. 8, p. 320.

(Alyssum incanum, Trifolium resupinatum, Rapistrum rugosum, Melilotus sulcata und Vulpia ligustica) scheinen sich dort zu acclimatisiren [1]). Manche Culturpflanzen haben ihre eigenen Unkräuter, so der Lein, Hanf, Tabak etc.; diese wandern mit ihnen und bezeichnen überall den Pfad des Europäers. An den Stätten, wo sich ehemals Norweger in Grönland angesiedelt hatten, findet sich noch jetzt eine Wicke (Vicia cracca), und unseren gemeinen Wegerich (Plantago major) nennen die Indianerstämme mit Recht „die Fussstapfe der Weissen".

Die höchste Aufgabe der Pflanzengeographie besteht in der Beantwortung einer Frage, welche jeden denkenden Menschen anregen muss, weil sie im nächsten Zusammenhang steht mit den grossen Geheimnissen des Schöpfungsvorganges. Diese Frage lautet einfach: Hat sich jede Pflanzenart von einem Schöpfungsmittelpunkte über ihre heutigen Gebiete verbreitet, oder ist sie von mehreren Schöpfungsorten ausgegangen? Die Tragweite dieser Streitfrage überblickt wohl rasch ein jeder. Was von den Pflanzen gilt, muss von den Thieren gelten, und was von den Thieren gilt, muss auch von den sogenannten Menschenracen gelten. Daher theilen sich jetzt alle Naturforscher in zwei Heerlager: in Unitarier und Pluralisten, in die Vertheidiger der Einheit und der Mehrheit. Verdienste um die Wissenschaft sollte man weder der einen, noch der anderen Schule absprechen; doch bestehen die der Pluralisten im Grunde nur darin, dass sie durch ihre scharfe Kritik die Schule der Einheit vor allzu hastigen Schlüssen bewahrt haben. Die Wissenschaft würde aber in dem Augenblicke still stehen, wo wir den Pluralisten den Sieg zuerkennen müssten. Weshalb?

Kommt ein Gewächs nur auf einer kleinen, weit im Ocean abgelegenen Insel und sonst nirgends vor, oder besitzt es ein streng abgeschlossenes Verbreitungsgebiet auf dem Festlande, so herrscht kein Zweifel über die Einheit des Schöpfungsortes. Wenn aber das Verbreitungsgebiet aus etlichen solcher zerstreuten Oasen besteht, so beginnen die Schwierigkeiten, zugleich aber auch die Reize der Forschung. Der Unitarier muss hier seinem Gegner beweisen entweder, dass die jetzt vorhandenen Verbreitungsoasen ehemals ein geschlossenes Gebiet bildeten, das durch geologische oder physikalische Kräfte eine Zertheilung erlitt, oder er muss zeigen können, dass das Gewächs selbst Mittel besass, den leeren Zwischenraum von einer Artenoase zur anderen zu überspringen. Es gilt also, die Pflanzen auf ihrer Wanderung zu belauschen [2]).

Es ist eine bekannte Thatsache, dass Pflanzen auch ausserhalb desjenigen Erdtheiles, auf welchem sie heimisch sind, häufig ein ihrer

[1]) Nature, Vol. XI, Nr. 268. 17. December 1874, p. 135.
[2]) Peschel im Ausland 1868, S. 146.

Entwicklung günstiges Klima vorfinden. Jedermann weiss, dass in Amerika alle unsere Getreidearten gebaut werden: Weizen, Roggen, Gerste, Hafer, Reis, Hirse etc. und dass diese Pflanzen erst seit 1492 die Neue Welt erreichten, und wie erst nach dieser Zeit die Kartoffel und der Tabak, die vorher auf Amerika beschränkt waren, zu uns gelangten. In Chile trifft man jetzt ganze Haine von Apfelbäumen, obgleich der Apfel in die Neue Welt erst nach deren Entdeckung einwanderte. Die Distel hat sich als Unkraut in den La-Plata-Steppen verbreitet und die besten Grasländer verdorben. Aus Rache für diese Ansteckung — möchte man sagen — hat die Neue Welt der Alten um das Jahr 1836 die Wasserpest (Anacharis alsinastrum) gesendet. Dieses unansehnliche Wassergewächs, welches seitdem über Irland und England nach dem europäischen Continente gekommen ist, vermehrt sich mit rapider Geschwindigkeit, verstopft die kleineren Canäle und wird so der Schifffahrt ausserordentlich hinderlich. Die Kartoffelkrankheit wird einzig durch den Schmarotzerpilz Peronospora infestans hervorgerufen, welcher sehr wahrscheinlich wie die Kartoffel selbst aus Südamerika stammt.

Höchst eigenthümlich ist es nun, dass nicht alle Pflanzen des gesammten Erdkreises überall da auftreten, wo sich ihre Lebensbedingungen, nämlich ein gewisses Mass von Wärme und Feuchtigkeit und beides entweder gleichmässig oder ungleichmässig vertheilt, vereinigt vorfinden. Die britischen Inseln sollten z. B. diejenigen Pflanzen vollständig besitzen, welche auf der gesammten Erde in der gemässigten Zone bei einem gleichmässigen Klima, d. h. bei milden Wintern und kühlen Sommern, gedeihen. Dies ist jedoch nicht der Fall; im Gegentheil bemerken wir, dass jeder grössere Erdraum durch eigenartige Gewächse sich auszeichnet. Nordamerika hat seine eigenen Pflanzenarten, von denen vergleichsweise wenige mit denen Ostasien's oder Westeuropa's übereinstimmen. Südamerika unterscheidet sich sehr streng von Nordamerika durch völlig verschiedene Arten, durch eigene Gattungen, ja selbst durch eigene Familien. Australien endlich beherbergt eine Pflanzenwelt, die ihres Gleichen sonst nirgends hat, und seltsamer Weise sind sogar Neuseeland's Gewächse, wenn auch den australischen noch am meisten verwandt, wieder ganz eigenthümlich.

Um diese Thatsachen zu erklären, hat man zu einer Hypothese seine Zuflucht genommen, nach welcher jede Pflanzen- und Thierart sich von einer bestimmten Erdenstelle, ihrem Schöpfungscentrum, soweit ausgebreitet hat, als nicht unüberschreitbare Schranken ihr entgegentraten. Die Grösse des Raumes, über welchen sich eine Pflanze verbreitet, steht in geradem Verhältniss zu ihrer Wanderungsfähigkeit, in umgekehrtem aber zu den Hindernissen, welche sich ihrer Wanderung

entgegensetzen. Die endemischen Arten werden also in demselben Masse zahlreicher, als die Hindernisse ihrer Verbreitung wachsen. Solche Hindernisse können aber verschiedener Art sein. Bald sind es grosse Wasserflächen, insbesondere Meere, in einzelnen Fällen auch grössere Flüsse, bald weit ausgedehnte Wüsten, bald Gebirge, bald Thäler, welche den Pflanzen auf ihrer Wanderung Halt gebieten. Von den Gebirgen üben viel weniger die Meridiangebirge als vielmehr diejenigen Ketten, welche von West nach Ost streichen, einen hemmenden Einfluss auf die Verbreitung der Gewächse aus, weil die letzteren häufig verschiedene Klimate trennen, diese aber selten einer und derselben Pflanze zusagen. Thäler bezeichnen namentlich in Hochgebirgen Grenzlinien für gewisse Vegetationsgebiete; Gewächse des Hochgebirges finden oft bei eingeschränkter klimatischer Sphäre und geringer Fortpflanzungsfähigkeit in den Thalbildungen ein unüberwindliches Hemmniss [1]). Bisweilen wird auch ein dichter Urwaldgürtel zu einem solchen (so namentlich in Brasilien); in ihm entwickelt sich örtlich eine solche vegetative Kraft, dass das weithin zusammenhängende Dickicht vielen Gewächsen der Nachbargebiete undurchdringlich und unüberschreitbar gegenübersteht.

Der Lehre, dass jede Pflanze nur einen Ausgangspunkt hatte und von diesem aus sich soweit verbreitete, bis sich ihr irgend welche Hindernisse entgegenstellten, bereitet besonders eine Thatsache manigfache Schwierigkeiten, nämlich das oasenartige Auftreten der Pflanzen, d. h. ihr Auftauchen an Orten, die durch weite Zwischenräume von einander getrennt sind.

Schon am Anfang dieses Jahrhunderts hatte Wahlenberg eine gewisse Verwandtschaft zwischen der lappländischen Tiefen- und der Schweizer alpinen Flora erkannt. Spitzbergen hat 11 Phanerogamen gemein mit dem Gipfel des Faulhorns, 8 Phanerogamen mit dem sogenannten „Jardin“, der merkwürdigen botanischen Oase mitten in der Mer de Glace des Chamounix-Thales, ferner 7 mit der durch Ramond berühmt gewordenen Flora auf dem Endgipfel des Pic du Midi von Bagnères [2]). Es ist nun die Frage: Wie wurden diese Pflanzen nach jenen entlegenen Punkten des Südens versprengt? Ihre ursprüngliche Heimath war offenbar der Norden. Sie drangen aber in der Eiszeit, während welcher in Mitteleuropa vielleicht ein nahezu lappländisches Klima herrschte, nach Süden und fanden bis zu den Pyrenäen ein

[1]) Deutlich ausgeprägt ist namentlich der Gegensatz der Flora der Mittel- und Ostalpen, welche durch die Thäler des Eisack und der Etsch von einander geschieden sind. A. Grisebach, l. c. Bd. I, S. 217.

[2]) Charles Martins, Von Spitzbergen zur Sahara. Jena 1868. Bd. I, S. 105. 110. 115 f.

ihnen zusagendes Klima. Als die Eiszeit wieder abzog, wanderten sie gleichsam am Saume der Gletscher nach dem Norden zurück; einige Arten aber erkletterten unsere hohen Gebirge und retteten sich auf die Gipfel der Berge oder in Gletscheroasen. Einen indirecten Beweis für die Richtigkeit dieser Erklärung gewährt die Thatsache, dass der Pic von Teneriffa, der doch in genügend kalte Schichten hinaufreicht, keine Alpenflora, überhaupt keine Höhenflora besitzt, sondern fast nur von einer einzigen Pflanzenart überwuchert ist. Da Teneriffa niemals mit dem Festlande zusammenhing, so konnte diese Insel auch keinem Einbruch nordischer Gewächse ausgesetzt gewesen sein.

Lange war es ein Räthsel, dass Juniperus foetidissima (Syn. J. excelsa) auf dem Kaukasus und dem Himalaya gefunden wurde, aber auf den dazwischen liegenden Bergländern fehlte. Im Jahre 1873 aber wurde sie von Siewers (Begleiter einer russischen Expedition in das Chanat Chiwa) auf einem Passe des 600 bis 1000 Meter hohen Kjurdagh (südwestlich von Dinar, unweit der turkmenischen Festung Kisil-Arwat, unter 39° n. Br.) angetroffen, wodurch die grosse Kluft ihres Wohngebietes zwischen dem Kaukasus und dem Himalaya durch das neue Glied eines verbindenden Standortes verringert wurde [1]). Vielleicht gelingt es, auch für andere Pflanzenoasen ähnliche Mittelglieder nachzuweisen.

Früher erschien es ferner als ein Räthsel, dass gegen 50 Arten von Gefässpflanzen in den von europäischer Cultur fast unberührten Magalhãesländern mit denen der nördlichen Hemisphäre übereinstimmen. Aus Grisebach's genauen Untersuchungen ergab sich jedoch, dass 22 jener Arten von europäischen Schiffen eingeführt worden sein konnten, dass 10 andere als Wasser- und Küstenpflanzen über die ganze Erde zerstreut und mehr oder weniger ubiquitär sind und dass die übrigen 17 mit einer einzigen Ausnahme specifische Unterscheidungsmerkmale darbieten, wornach sie aus der Reihe der identischen in die der vicarirenden Arten zu versetzen sind. Nur das Vorkommen einer Art (Gentiana prostrata) bereitet Schwierigkeiten. Grisebach vermuthet, dass der Albatross (Diomedea), der von Cap Hoorn bis zu den Kurilen und nach Kamtschatka wandert und somit zwischen dem Standorte jener Pflanze in der antarktischen und in der arktischen Flora eine Verbindung herstellt, den Transport der Samen vollzogen haben möchte [2]).

Trotz der grossen Aufmerksamkeit, welche man neuerdings der Bewegung der Pflanzen geschenkt hat, giebt es zur Zeit noch immer Thatsachen genug, welche mit dem Dogma der Schöpfungscentren

[1]) A. Grisebach in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. V (1874), S. 66 f.

[2]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Bd. II, S. 496.

nicht in Einklang gebracht werden können. A. v. Humboldt fand, dass die alpine Vegetation auf der Silla von Carácas zum Theil aus denselben Arten gebildet wird wie die auf den hohen Cordilleren von Bogotá. Es blieb ihm dunkel, wie dieselben Ericeen (z. B. Gaultheria odorata, Gaylussacia buxifolia) zwei Hochgebirge zugleich bewohnen, welche 35 geogr. Meilen weit durch eine tiefe Einsenkung getrennt sind, deren Temperatur nirgends so kühl ist, dass sie daselbst gedeihen könnten [1]).

An Felswänden der Pyrenäen, sowie an den Abhängen des Montserrat in Catalonien begegnet man einem Gewächs mit breiten Blattrosetten, die in der Mitte einen hübschen Strauss weisser Blüthen tragen. Diese Pflanze (Ramondia pyrenaica) vertritt ganz vereinzelt die streng exotische Familie der Cyrtandraceen in Westeuropa. Man muss sich bis nach Rumelien begeben, bevor man eine Art der ihr am nächsten stehenden Gattung wieder antrifft, und eine zweite Art dieser verwandten Gattung kommt erst in Japan vor. Die übrigen Arten sind Bewohner Nepal's, des indischen Dekhan und der Sunda-Inseln.

Aber noch schwerer zu lösen ist folgendes Räthsel: In den Pyrenäen wächst in 2000 bis 2800 Meter Meereshöhe, also dem ewigen Schnee sehr nahe, die Dioscorea pyrenaica, welcher sich die Igname China's sehr nähert. Alle anderen Arten dieser Gattung sind streng tropisch und erfordern sehr warme Klimate [2]). Seltsam ist es ferner, dass eine Kiefer, die der Zirbelkiefer sehr ähnelt, Pinus excelsa (Pinus Peuce), in Macedonien und dann erst wieder in Afghanistan erscheint, nicht aber in dem Zwischenraume. Hier daran zu denken, dass die Samen durch Vögel oder durch Luftströmungen vertragen worden seien, ist unzulässig. Wir unsrerseits möchten vermuthen, dass in den Zwischenräumen ehemals die Pinus excelsa verbreitet war, dort aber durch einen Feind zerstört wurde, der weder nach Afghanistan, noch nach Macedonien vordringen konnte. Die Libanonceder bietet ganz ähnliche Verhältnisse dar. Sie kommt im Atlas, Libanon, Taurus und Himalaya (dort Deodara genannt) vor, gehört aber bekanntlich im Libanon selbst zu den aussterbenden Arten, und zu ihren dortigen modernen Feinden gehören die in Pechsiederei speculirenden türkischen Paschas [3]). Würde sie auf dem Libanon ganz vernichtet, so hätten wir hier eine ähnliche Zersplitterung des Verbreitungsgebietes wie in dem obigen Falle. Endlich

[1]) A. v. Humboldt, Voyage de Humboldt et Bonpland. Première partie. Relation historique. Paris 1814. Tome I, p. 599 sq.

[2]) Ch. Martins in der Revue des deux mondes. Tome LXXXV (1870), p. 636 sq.

[3]) A. Grisebach in Behm's Geographischem Jahrbuch. Bd. II (1868), S. 201.

finden sich auf hohen Bergen Borneo's Gewächse der Insel Tasmanien und des Himalaya; auf dem Himalaya kehren Gattungen und Arten der amerikanischen Anden und Felsengebirge wieder, und die Alpen Australien's wie Tasmanien's beherbergen neuseeländische, feuerländische, andesische und europäische Formen [1]).

So lange sich nicht alle, auch diese widersprechenden Erscheinungen ungezwungen mit der Lehre von der Verbreitung aus einem Ursprungsort versöhnen lassen, werden ihre Anhänger eine bescheidene Sprache führen und die Ansichten Andersdenkender wohl beachten müssen schon der kritischen Selbsterkenntniss wegen. Deshalb brauchen sie jedoch nicht auf ihre Ansicht zu verzichten, sondern fühlen sich nur angeeifert, nicht eher zu ruhen, bis sie auch an den schwierigsten Fällen die Möglichkeit der Wanderung nachgewiesen haben.

Wer der Hypothese von Schöpfungscentren nicht zustimmt, ist genöthigt, sich der gegentheiligen, von Schmarda, Agassiz u. a. vertheidigten Hypothese anzuschliessen, wornach die verschiedenen Organismen anfänglich nicht als Einzelwesen, sondern in Massen auftraten und zwar so, dass die verschiedenartigsten Wesen gleichzeitig auf dem Schauplatze der Natur erschienen. So sagt Agassiz [2]): „Es bestehen unendlich viele Beziehungen der Geschöpfe unter einander; z. B. wird Klee nur durch Besuch von Hummeln befruchtet; die Parasiten der Säugethiere sind nicht denkbar ohne die Säugethiere selbst u. s. w. Derartige Beziehungen aber zwischen Thieren und Pflanzen, welche zu einander gesellt sind, können nicht das Resultat einer allmählichen Anpassung (adaptation) sein, sondern müssen als von Anfang an gegeben (primitive) betrachtet werden. Daraus würde folgen, dass die Thiere und Pflanzen ursprünglich dieselben natürlichen Grenzen besassen, innerhalb welcher sie noch jetzt in solchen harmonischen Beziehungen zu einander stehen. Die Nadelhölzer sind aufgetreten als Wälder, die Ericeen als Haidewuchs, die Gräser als Steppen, die Bienen in Schwärmen, die Heringe in Zügen (shoals), die Büffel in Heerden, die Menschen als Völker.“ Die Hypothese einer gleichzeitigen Schöpfung aller organischen Wesen ist jedoch schon deswegen unhaltbar, weil manche Gewächse nur im Schatten anderer gedeihen (Cacaobaum), so dass also die schattenspendende Pflanze jedenfalls früher als der Schützling vorhanden gewesen sein muss. Ebenso konnten sich auch die parasitischen und epiphytischen Gewächse erst dann entfalten, nachdem der Mutterstamm, dem sie entsprossen, geschaffen war. Ferner mussten bereits Pflanzen und Früchte existiren, ehe pflanzen- und fruchtfressende Thiere auftreten konnten.

[1]) Hooker, Flora Tasmaniae III. Vol. I, p. XIV.
[2]) Essay on Classification. London 1849. p. 58.

Vorläufig lassen sich allerdings die oben angeführten seltsamen Verirrungen einzelner Arten von dem Stammgebiete der Gattung oder Familie nicht durch die bisher erkannten Bewegungsmittel erklären. Der Botaniker muss vielmehr in diesen Fällen geduldig warten, bis ihm eine andere Wissenschaft zu Hilfe kommt, nämlich die Paläontologie. „Die ungleichen Erzeugnisse abgesonderter Länder, deren physische Lebensbedingungen gleichartig sind, stehen mit der Paläontologie in einem bestimmten, wenn auch oft nur dunkel geahnten Zusammenhange“ [1]).

Abgesehen von der Eiszeit hat sich das Klima in unserem Norden vielfach geändert. Der mittelste Abschnitt der tertiären Zeiten war ungleich wärmer als der vorausgehende und nachfolgende. In den miocänen Zeiträumen gab es Wälder von südeuropäischen Baumarten auf Grönland und grosse Eidechsen auf Spitzbergen. Solche Wechsel der Ortstemperaturen müssen zugleich grossartige Wanderungen von Pflanzen veranlasst haben. Dazu gesellt sich noch die Erkenntniss, dass seit den Zeiträumen, welche der geologischen Gegenwart am nächsten stehen, das Pflanzenkleid vieler Länder sich nicht unbeträchtlich geändert hat. Unter die posttertiären, also jüngsten geologischen Bildungen in Südfrankreich gehören gewisse Tuffe und Travertine, von denen nachgewiesen worden ist, dass sie erst nach der grossen Eiszeit entstanden sind. Zwar zeigen uns die eingeschlossenen Pflanzenreste der Travertine, dass die damaligen südfranzösischen Wasserläufe von den nämlichen Laubbäumen wie gegenwärtig beschattet wurden; doch mischten sich unter sie auch Arten, die jetzt fehlen, während umgekehrt etliche Arten, die gegenwärtig angetroffen werden, in jener fossilen Flora vermisst werden. Drei Nadelhölzer (Pinus pumilio, P. monspeliensis und P. pyrenaica) werden nicht mehr am Gestade des Mittelmeeres gefunden; denn die eine Art hat sich in die Alpen, den Jura, die Karpathen, die andere nach den Cevennen, die dritte nach den Pyrenäen zurückgezogen. Die Birke, ein Ahorn (Acer opulifolium), die Buche sind gen Norden gewandert, oder letztere hat sich bei Avignon bis zu 1150 Meter Meereshöhe hinaufgeschwungen. Endlich hat man in den Tuffen bei Meximieux (Ain-Dép.) fossil die Blätter eines Farn getroffen, dem man jetzt nicht mehr daselbst, wohl aber auf den Canarien, in Spanien und in Italien begegnet. Die kühle Temperatur während der Travertinbildungen hatten den Rosenlorbeer, den Granat- und den Judasbaum aus der Lyonnaiser Flora vertrieben. Dagegen bezeugt uns der Travertin, dass die Feige, der Weinstock und der Nussbaum Südfrankreich von jeher angehört haben und nicht

[1]) A. Grisebach in A. v. Humboldt, eine wissenschaftliche Biographie. Herausgeg. von Karl Bruhns. Bd. III, S. 235.

etwa, einer irrigen Meinung zufolge, von Culturvölkern eingeführt worden sind, wie andererseits sich bestätigt, dass die Olive vormals nicht vorhanden war; es wird also der geschichtlichen Ueberlieferung, nach welcher sie erst von phokäischen Ansiedlern nach Marseille gebracht worden ist, durch die paläontologischen Untersuchungen nicht widersprochen [1]). In Zukunft wird durch derartige Forschungen manches jener Probleme gelöst werden, welche hinsichtlich der Verbreitung der Gewächse heute noch bestehen.

Den schärfsten Contrast zu der Agassiz'schen Lehre von einer Massenschöpfung bezeichnet die sogenannte Transmutationshypothese, deren Vertreter es für möglich halten, dass sich aus einer einzigen Pflanzenzelle allmählich der ganze Reichthum der vegetabilischen Welt erschloss. Der erste organische Keim, der zu einem Pflanzenorganismus sich entwickelte, verbreitete sich nach dieser Ansicht in fremde Klimate; er erlitt allmählich durch die dauernden physikalischen Gegensätze in seiner neuen Heimath eine Veränderung seiner Merkmale, die sich befestigten und zur Entstehung neuer Arten führten. Individuen derselben sonderten sich wieder ab. Aus Variationen entstanden Varietäten, aus Varietäten Racen, die allmählich bleibende wurden; die Mittelglieder zwischen den extremen Varietäten starben aus oder wurden durch geologische Vorgänge getrennt, und zuletzt, als der beobachtende Geist des Menschen sich den Arten zuwandte, vermochte er nicht mehr die gemeinsame Abkunft der verschiedenen Abarten zu erkennen und sah sich genöthigt, einen besonderen Schöpfungsact für jede derselben anzunehmen.

Wenn wirklich durch klimatische Einflüsse eine derartige Umbildung der Pflanzen erfolgt ist, so muss eine auf die physikalischen Lebensbedingungen, besonders auf Wärme und Feuchtigkeit gegründete Classification der Gewächse möglich sein. Einen derartigen Versuch hat Alphonse de Candolle [2]) gemacht. Er theilt die Pflanzen ein 1) in Hydromegathermen, d. i. solche, welche viel Wärme und Feuchtigkeit zu ihrer Entwicklung bedürfen, 2) in Xerophilen, die in warmen Regionen trockene Standorte bevorzugen, 3) in Mesothermen, welche mässige Temperaturen und mässige Feuchtigkeit verlangen, 4) in Mikrothermen, die relativ wenig Wärme zu ihrer Entfaltung brauchen, 5) in Hekistothermen, die Bewohner der arktischen und antarktischen Regionen, sowie der Hochgebirge in der gemässigten und heissen Zone, und 6) in Megistothermen, welche ein ausserordentlich

[1]) Vgl. Charles Martins in der Revue des deux mondes. Tome LXXXV (1870), p. 628 sq.

[2]) Les groupes physiologiques dans le règne végétal in der Revue scientifique 1875, 16. Octbr., p. 364—372.

hohes Mass von Wärme (gegen 30 ° C. mittlere Jahrestemperatur) fordern.

Ohne auf diese Eintheilung näher einzugehen, heben wir hier nur hervor, dass die Verbreitungsgebiete der den einzelnen physiologischen Gruppen de Candolle's zugewiesenen Gewächse keinerlei Uebereinstimmung zeigen mit den botanischen Reichen Grisebach's. Hierzu kommt, dass alle Familien, welche zahlreiche Species besitzen, stets in mehr als einer dieser physiologischen Gruppen und mehrfach sogar in allen vertreten sind. So leben die Primulaceen in den kalten und gemässigten Klimaten; doch gedeihen die Myrsineaceen, ihre holzigen Repräsentanten, in den tropischen Gebieten. Oft gilt dasselbe sogar von Gattungen, zu welchen nur wenige Arten zählen. Die Cassias z. B. sind meist Megathermen oder Mesothermen; doch blüht Cassia marylandica bei Genf, wo das Winterminimum bisweilen —25 ° C. beträgt. Einige Weiden erreichen den hohen Norden; Salix Humboldtiana hingegen wächst im Gebiete des Amazonas und Salix safsaf in Aegypten. Würden alle diese Arten in späteren Jahrtausenden versteinert gefunden, so könnte man leicht zu dem irrigen Schlusse verleitet werden, dass sie sich unter gleichen klimatischen Verhältnissen entwickelten. Wir dürfen hieraus folgern, was auch anderwärts bestätigt wird [1]), dass der Bau der Blüthen und Früchte, auf dem das System der Pflanzen beruht, von den Vegetationscentren abhängig ist, zu welchen sie gehören, während die Bildungsweise der vegetativen Organe bis zu gewissem Grade durch das Klima bedingt ist, unter dem sie leben. Die Verdunstung des Safts wird durch verringerte Grösse der Blattoberfläche ebenso gut beschränkt wie durch die Verstärkung der Oberhaut; daraus erklärt sich uns die allmählich fortschreitende Verminderung der Blattgrösse gewisser Sträucher in fast allen trockenen Klimaten der Erde bis zum gänzlichen Verschwinden der Blätter und ihrer Umbildung zu dornigen Organen. Andere durch das Klima hervorgerufene Umgestaltungen der Ernährungsorgane wurden bereits früher angedeutet. Im übrigen aber genügen die klimatischen Gegensätze auf Erden nicht im entferntesten, die manigfachen, insbesondere systematischen Unterschiede innerhalb der Pflanzenwelt zu rechtfertigen; vielmehr haben wir dieselben im wesentlichen als ursprünglich gegebene anzusehen.

[1]) A. Grisebach, Die Vegetation der Erde. Bd I, S. 295.

VI. Mittel und Schranken der Thierverbreitung.

Die Thiere sind vermöge ihrer freien Bewegung vom Boden weit unabhängiger als die Pflanzen. Die chemische und geologische Beschaffenheit des Grundes, auf welchem sie leben, ist ihnen im allgemeinen gleichgiltig, weil sie ihre Nahrung nicht wie die Pflanzen unmittelbar aus dem Boden ziehen. Hingegen ist der Aggregationszustand des Bodens für einen Theil der Thiere von nicht geringer Bedeutung; so kommen z. B. auf festem Felsgrunde die grabenden Nager, viele Reptilien und eine Menge Insecten nicht fort.

Weit mehr sind die Thiere von der Vegetation ihres Wohnortes abhängig. Von entscheidender Wichtigkeit ist dieselbe natürlich für die pflanzenfressenden Thiere, von denen manche, insbesondere Insecten, auf bestimmte Pflanzenarten, andere aber wenigstens auf gewisse Gattungen oder Familien angewiesen sind. Aber auch die Zoophagen bedürfen in letzter Instanz der Pflanzenwelt, da sie ohne pflanzenfressende Thiere nicht existiren könnten. Indess sind die Zoophagen von den Vegetationsverhältnissen viel weniger abhängig und vermögen daher am leichtesten nach fernen Gegenden vorzudringen; sie haben daher im allgemeinen die grössten Verbreitungsgebiete. So bewohnt der Tiger den ungeheuren Länderraum zwischen Java und dem oberen Ob, d. h. zwischen äquatorialen Gegenden und der Region der Pelzthiere, und die Verbreitungsgebiete des Fuchses, des Wolfs, des braunen Bären, der Fischotter u. a. stehen jenem Länderraume an Grösse nicht nach.

Am meisten aber sind die Thiere vom Klima abhängig; denn nur wenige haben eine solche Organisation, dass sie als Kosmopoliten in allen Klimaten der Erde heimisch werden könnten. Sucht aber dieselbe Species wirklich mehrere Klimate auf, so bilden sich häufig klimatische Varietäten aus, von denen sich die tropische Form meist durch stärkere Entwicklung des Körpers, glänzendere Farben und bei den Vögeln vielfach durch wuchernde Entfaltung der Federn auszeichnet.

Klimatische Grenzen scheiden häufig nicht bloss Arten und Gattungen, sondern selbst Familien und Ordnungen.

Jede Thierart hat einen Verbreitungsbezirk, dessen Form in der Ebene kreisförmig oder elliptisch und in dessen Mitte die Individuenzahl der betreffenden Art gewöhnlich am grössten ist. Eine unregelmässige Gestalt empfängt er meist durch die geographischen Schranken, welche ihn umgeben, etwa durch Meere, Ströme, Gebirge, Wüsten und Wälder, oder es wirken klimatische und sonstige Verhältnisse bestimmend auf seine Begrenzung ein. Nicht zum geringsten Theile ist die Grösse des Verbreitungsgebietes durch die morphologische und physiologische Beschaffenheit einer Thierart bedingt.

Wegen der Leichtigkeit der Bewegung sind besonders die grossen, schnell schwimmenden Seesäugethiere, die Fische und unter den Landthieren die Vögel weit verbreitet [1]). Aber auch unter den anderen Thierclassen begegnen wir kosmopolitischen Formen. So finden sich die Hydroiden in allen Meeren. Aus der Ordnung der Echinodermen kommen einige Seeigel und vier Seesterne in allen Meeren vor. Dasselbe gilt von nicht wenigen Mollusken; insbesondere sind mehrere der räuberischen Cephalopoden über grosse Meeresräume vertheilt. Aus der Classe der Crustaceen gehen ebenfalls diejenigen Formen durch die meisten Meere, welche sich als rasche Schwimmer erwiesen haben. Unter den Insecten sind die thierfressenden im allgemeinen viel weiter verbreitet als diejenigen, welche sich von Pflanzenkost nähren. Die Marienkäfer (Coccinella), welche die Blattläuse vertilgen, und die raupenverzehrenden Calosoma durchstreifen die Länder von Pol zu Pol, und die Wasserjungfern werden von Grönland bis Neuholland beobachtet. Von den Schmetterlingen ist der Distelfalter (Vanessa cardui) bereits in allen Erdtheilen gefangen worden, und unter den Ameisen ist Formica omnivora in der Alten und Neuen Welt heimisch. Das Geschlecht Bittacus, zu den Orthopteren gehörig, sucht alle wärmeren Theile der Erde auf, und die Wanderheuschrecke dringt aus den tropischen Regionen der Alten Welt vereinzelt bis nach Deutschland und dem südlichen Schweden vor. Unter den Reptilien haben die Geschlechter Elaps (Prunkadder), Tortrix (Walzenschlange) und andere Schlangen eine weite Verbreitung, unter den Vögeln Strix flammea (Schleier-Eule) und Strix otus (mittlere Ohreule), von denen die letztere auf der ganzen bewohnten Erde (etwa das südlichste Amerika ausgenommen) polwärts

[1]) Wenn zahlreiche Fische nur an gewissen Ufergebieten des Meeres vorkommen, so hat dies darin seinen Grund, dass sie nur in Landnähe ihre Nahrung finden. Somit darf man aus der Gleichheit der Fischarten in zwei Meeren auf einen ehemaligen Küstenzusammenhang jetzt getrennter Erdräume und umgekehrt aus der Verschiedenheit auf eine längere Trennung schliessen.

bis zum 55. Breitengrade vorkommt. Verschiedene Seesäugethiere beleben die oceanischen Gebiete der meisten Zonen, so der Seehund (Phoca vitulina), die Ohrrobbe (Otaria jubata), der Delphin (D. delphis und D. orca), das Meerschwein (D. phocaena), der Kaschelot (Physeter macrocephalus), zwei Wale (Balaena mysticetus und B. boops). Von den Landsäugethieren beherrscht zwar keines so weite Räume wie die genannten; doch gelangen der Bär, der Fuchs, der Wolf und die Fischotter von Nordafrika und Südasien bis in die Polarregionen der Alten und Neuen Welt [1]).

Aus der Aufzählung der wichtigsten kosmopolitischen Thiere geht hervor, dass in erster Linie die dem thierischen Organismus eigene Leichtigkeit oder Schwerfälligkeit der Bewegung für die Grösse des Verbreitungsgebietes entscheidend ist. Für die im Meerwasser lebenden Thiere ist hierbei ausser ihrer Schwimmfähigkeit noch das Vorhandensein weiter Meeresräume von Bedeutung. In einzelnen Fällen aber stehen den Thieren noch ganz andere Mittel zur Erweiterung ihres Verbreitungsgebietes zur Verfügung.

Im hohen Norden gewähren oft die winterlichen Eisdecken den Thieren einen bequemen Pfad. So sollen im Winter bereits Renthiere von der Beringsstrasse über die Aleuten nach Kamtschatka gewandert sein. Bisweilen werden auch einzelne Thiere durch Eisschollen verfrachtet; wenigstens hat man wiederholt Eisbären auf Eisschollen mitten auf hoher See angetroffen. Auf solchem Wege sind sie sogar schon von Grönland nach Island gekommen, wurden aber von den Einwohnern stets sofort nach ihrer Ankunft getödtet. Aehnliche schwimmende Inseln, nur nicht aus Eis, sondern aus entwurzelten Stämmen oder vulcanischen Aschen zusammengefügt, wurden auch in tropischen Meeren (z. B. bei den Molukken) und auf südamerikanischen Strömen (Amazonas, Orinoco, La Plata) wahrgenommen. Mehrere von jenen südamerikanischen Fahrzeugen trugen die seltsamsten Menagerien, denen selbst Affen und Jaguar nicht fehlten [2]). Der Zoolog Guilding ist Zeuge gewesen, wie eine Boa constrictor, um einen Baumstamm gewunden, mit diesem an die Antillen-Insel St. Vincent getrieben wurde (s. Bd. I, S. 510, Nota 1).

Selten nur bilden Gebirge Brücken für wandernde Thiere. Immer sind dies dann Gebirge, die, wie die Cordilleren Amerika's, aus kälteren Gegenden nach wärmeren führen und in letzteren noch eine solche Höhe bewahren, dass sich auf ihnen grössere nordische Thiere aus

[1]) Ludwig K. Schmarda, Die geographische Verbreitung der Thiere Wien 1853. Bd. I, S. 64 ff.

[2]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. Vol. II, p. 364 sq.

den kälteren Gegenden nach den tropischen begeben können, ohne in andere Klimate herabzusteigen.

Durch Stürme werden nicht nur die Keime von Infusorien und anderen mikroskopischen Thieren, sondern auch Insecten häufig weit verschlagen; zuweilen aber erfasst der Sturmwind selbst Krabben, Fische und Frösche und treibt sie weit hinweg. Fallen dann die emporgeschleuderten organischen Körper in Menge auf einer und derselben Stelle nieder, so spricht man wohl von einem Insecten-, Krabben-, Fisch- und Froschregen. Früher verwies man dieselben in das Reich der Fabel. Indess sind derartige Erscheinungen wiederholt gut beobachtet worden im tropischen Amerika, in Ostindien, China, auf den Sunda-Inseln, sogar in England und Frankreich. So sah man z. B. im Juli 1826 während eines Sturmes lebendige Fische (einer Cyprinus-Art angehörig) in Muradabad (östlich von Delhi) auf das Gras herabstürzen. Am 16. und 17. Mai 1833 ereignete sich ein Fischregen bei Fatehpur (wenige Meilen nördlich von der Dschamuna) nach einem heftigen Wind- und Regensturm, ebenso im Mai 1835 während eines Sturmes in Alahabad [1]).

Thiere sind nur selten im Stande, die Verbreitungsgebiete anderer Thiere zu erweitern; in der Hauptsache werden nur äussere und innere Parasiten von ihnen weitergetragen. Der Schiffshalter (Echeneis remora) schraubt sich mittelst seiner Kopfscheibe an andere Fische und lässt sich so auf weite Strecken forttransportiren. Moriz Wagner macht in seinem Werke „Ueber die hydrographischen Verhältnisse und das Vorkommen der Süsswasserfische in den Staaten Panama und Ecuador“ (München 1864) darauf aufmerksam, dass viele identische Formen von Fischen an beiden Weltmeeren getroffen werden, dass also die Verbreitungslinie (Invasionsaxe) an der Landenge von Panama nicht bloss von Nord nach Süd, sondern zugleich auch von West nach Ost gerichtet ist. Nur für wenige Fische, wie für die Panzerwelse (Loricata), darf man annehmen, dass sie durch Eigenbewegung jene niedere Wasserscheide überschritten haben; manche mögen vielleicht durch Stürme und Windhosen von dem pacifischen nach dem atlantischen Theile oder umgekehrt geweht worden sein. Wahrscheinlich ist es jedoch, dass fischfressende Pelicane und andere Wasservögel, welche in der Landenge von Panama täglich schaarenweise von einer Flussmündung zur andern fliegen, zur Verbreitung des befruchteten Laiches, den sie an den Federn, im Kropf oder im Magen führten, sehr wesentlich beigetragen haben.

[1]) Zahlreiche andere Beispiele finden sich im Ausland 1857, S. 164 f., sowie bei Schmarda, l. c. Bd. I, S. 193 ff.

Endlich fördert auch der Mensch theils absichtlich, theils unabsichtlich die Vergrösserung zahlreicher Faunengebiete. Unsere Hausthiere folgen dem Europäer bis in die entferntesten Colonien, wo die ursprünglich geringen Bestände oft in kurzer Zeit zu ungeheuren Heerden anwachsen. Wir dürfen hier nur an die Millionen von Schafen erinnern, welche Australien und das Capland bewohnen, und an die Tausende von Rindern und Pferden, die sich auf den Pampas wild umhertreiben. Manche Thiere wieder sind lästige Begleiter des Menschen, wie die Ratten und Mäuse, welche überall anzutreffen sind, wo europäische Schiffe regelmässig verkehren; noch andere endlich gelangen mit Culturpflanzen oder Früchten nach fernen Ländern, so die Reblaus mit der Weinrebe, der Coloradokäfer mit der Kartoffel.

Erweisen sich auf der einen Seite manigfache Verhältnisse den Thieren auf ihrer Wanderung dienstbar, so stellen sich ihnen auf der anderen Seite auch vielfach unüberwindliche Hindernisse entgegen.

Am seltensten sind Flüsse derartige Schranken, weil sie von den meisten Thieren leicht überschritten werden können. Dennoch verbreiten sich nach Bates gewisse Vogelarten, welche das eine Ufer des Amazonas bewohnen, nicht über diesen Strom. Indess ist wohl der einzige Grund hierfür der, dass die Vögel auf dem einen Ufer vergeblich nach ihrem Pflanzen- und Insectenfutter suchten. Wenn ferner Wallace[1]) und Bates zeigen konnten, dass grosse Ströme wie Amazonas und Rio Negro die Grenze zwischen den Verbreitungsgebieten verschiedener Affenarten bilden, so darf man deshalb nicht denken, dass noch niemals trächtige Mütter über den Strom gelangt sind; denn fast alle Vierfüsser sind ausgezeichnete Schwimmer. Man hat in solchem Falle vielmehr anzunehmen, dass, wenn auch ein Individuum jenseits des Stromes landete, es das andere Ufer bereits von Thieren so besetzt fand, dass es vereinzelt im Kampfe um das Dasein wieder vernichtet wurde. Bär und Bison durchschwimmen den Mississippi; im Jahre 1829 ist sogar ein sechs Monate altes Schwein, also ein Thier, dessen Schwimmfertigkeit stark bestritten wird, vom Hochwasser zur Mündung des Spey (Schottland) hinausgeführt worden und hat von dort einen 5 englische Meilen entfernten Landungsplatz erreicht. So ziehen auch Rehböcke zur Brunstzeit in den canadischen Seen von Insel zu Insel, um sich den Geissen zu nähern. Die Ratten hat man in Kamtschatka zur Frühlingszeit häufig über Flüsse, Seen und Meeresarme schwimmen sehen; ebenso wandern Lemminge (Mus lemmus) in Schaaren zuweilen von Finmarken in das nördliche Eismeer und

[1]) Die geographische Verbreitung der Thiere. Deutsch von A. B. Meyer. Dresden 1876. Bd. I, S. 15 f.

schwimmen seewärts soweit, bis alle zu Grunde gehen. Sogar der Tiger dringt vom Festland aus schwimmend bis zur Insel Singapore vor (erst seit 1835 ist seine Anwesenheit auf der Insel bekannt), und ebenso kommt er von Salsette aus nach Bombay hinüber. Doch dürften von Landsäugethieren kaum jemals Meeresarme von 20 geographischen Meilen Breite durchschwommen werden; Canäle von dieser Breite erweisen sich also in Hinsicht auf die Landsäugethiere als eine wirksame Barrière.

Viel häufiger als die Ströme bilden die Meere unbesiegbare Schranken für die Thiere; namentlich können Säugethiere — die Fledermäuse und Wale ausgenommen — selten grössere Meeresräume überschreiten. Für die mit Flug- und Schwimmwerkzeugen ausgerüsteten Thiere sind natürlich Streifzüge über grosse Meeresgebiete, selbst über Oceane möglich; für die beständig im Wasser lebenden Thiere ist dasselbe sogar ein nothwendiges Medium zu einer weiten Verbreitung.

Wie die Meere, so dienen auch die Gebirge bald als Brücken, bald als Schranken für wandernde Thiere. So finden kleine, wühlende Thiere, wie der für Mitteleuropa charakteristische Igel, (gleich dem Haidekraut) am Uralgebirge ihre Grenze. Diese Thatsache ist besonders lehrreich, da sich hier deutlich zeigt, dass wir nicht dem Klima oder der Vegetation, die doch auf beiden Abhängen ziemlich gleichartig ist, sondern dem Gebirge selbst die Artenscheidung zuzuschreiben haben. Noch mehr weicht die Thierbevölkerung zu beiden Seiten eines Gebirges von einander ab, dessen Längenaxe den Breitenkreisen parallel ist. Dies gilt z. B. von den Pyrenäen, den Alpen, dem Kaukasus und dem Altai; am schärfsten aber trennen die Riesenberge des Himalaya die Fauna Indien's von der des mittleren Asien's, welche beide fast aller Verwandtschaft entbehren. Selbstverständlich sind nicht die Kamm- und Gipfelhöhen, sondern die Passhöhen für die Grösse solcher Gegensätze massgebend (vgl. S. 453). Auch sind hohe Bergketten für Schnecken, Gliederthiere, Reptilien und Säugethiere ein viel grösseres Hinderniss als für Vögel, ein grösseres für pflanzen- als für fleischfressende Thiere. Insbesondere hemmen Bergländer, welche zugleich Wasserscheiden sind, die Verbreitung der Wasserthiere; darum haben benachbarte Stromgebiete nicht selten eine wenig übereinstimmende Fischfauna. So sind Flussaal und Lachs charakteristisch für das Stromgebiet der Elbe, hingegen Wels, Huch und Hausen für das der Donau. Nicht selten stellen sich grössere Wasserfälle den aufwärts wandernden Fischen als unüberwindliche Barrièren gegenüber. Kleine Hindernisse werden von Lachsen übersprungen, von Aalen umgangen; doch vermögen auch diese Thiere grössere wasserlose Räume nicht zu überschreiten. Werden Ströme periodisch mit einander verbunden, z. B.

zur Zeit des Hochwassers, so ist der Uebergang der Fische in ein anderes Stromsystem am leichtesten möglich.

Aber auch Ebenen werden zu Schranken für die Verbreitung des Thierlebens, wenn sie Wüsten sind. Es bewohnen z. B. die zur Familie der Hirsche gehörenden Species nicht bloss die arktischen Gebiete und die der gemässigten Zone, sondern sind auch in den tropischen Waldländern heimisch; denn ihr Gebiet erstreckt sich durch ganz Amerika und durch ganz Asien (Arabien ausgenommen). Dennoch fehlen sie dem tropischen Waldlande Afrika's, weil sie den zwischen Nord- und Südafrika liegenden Wüstengürtel nicht durchstreifen konnten [1]). Namentlich bildet die Wüste unpassirbare Barrièren für solche Thiere, welche zu ihrer Existenz der Flüsse bedürfen, wie für den Biber, die Fischotter, die Wasserratte und das Capybara. Selbst kleinere Thiere, welche sonst rastlose Begleiter des Menschen sind, bleiben zurück, wenn dieser seinen Fuss in die Wüste setzt. So berichtet Rohlfs, dass kein Floh in der Wüste vorkomme. Wo dieser verschwindet und plötzlich, wie durch ein Wunder veranlasst, davon absteht, dem Reisenden zu folgen, beginnt die Sahara, d. h. die Gegend der absolut trockenen Luft [2]).

Aber auch die Steppe schon gebietet allen denjenigen Thieren Halt, welche dem Baumleben streng angepasst sind, z. B. den Affen und Lemuren, den Eichhörnchen, den Opossums, den Baumkatzen und Faulthieren. Hingegen ist der Wald unzugänglich und daher eine Schranke für das Kameel, das Zebra, die Giraffe und viele Antilopen. Selbst gewisse Vögel sind vom Waldlande ausgeschlossen, so vor allem der Geier. Obwohl derselbe einen hohen Grad von Flugfertigkeit besitzt, bewohnt er doch nur relativ kleine Striche in dem heisseren Süd- und Nordamerika, in Südeuropa, im südlichen Theile von Asien und in den Wüsten- und Steppengebieten Afrika's. Nicht durch Feinde ist er auf kleinere Räume zurückgedrängt worden; denn er ist stark und kampffähig. Auch waren ihm nirgends die örtlichen Temperaturen hinderlich; denn er verträgt bedeutende Hitze und strenge Kälte. Da er Aasfresser ist, so ist seine Existenz zunächst an das Vorhandensein grosser Thiere gebunden (kleinere liefern ihm keine brauchbaren Leichname). Aas aber findet er nur in waldlosen Gegenden, weil er das unter der Walddecke verborgene Aas von oben aus nicht sehen kann und ferner über dem Walde die kräftig aufsteigenden Luftströme fehlen, die ihm den Aasgeruch verschaffen könnten; über-

[1]) Vgl. G. Jäger's und E. Bessel's Hirschkarte in Petermann's Mittheilungen 1870, Tafel VI.

[2]) Ausland 1872, S. 1057.

dies würde es ihm meist sehr schwer werden, in den Wald einzudringen. Für den Geier ist demnach der Wald ein Verbreitungshemmniss [1]).

Endlich tritt der Mensch den Thieren oft feindlich entgegen; namentlich vertreibt er die Raubthiere von den Stätten der Cultur. So hat man in England die Bären 1057 und das Wildschwein zur Zeit Heinrich's II. ausgerottet. Der Wolf wurde in Schottland 1680, in England noch früher und in Irland 1710 vertilgt. Deutschland war zur Zeit der Römer von dem Auerochsen, dem Renthier, von Bären und anderen Raubthieren bewohnt. Der letzte Auerochse Deutschland's wurde 1755 in Ostpreussen, der letzte Bär 1835 in den bayrischen Alpen erlegt. Wolf und Luchs gehen ihrem Aussterben entgegen. Andere Thiere, z. B. die Gemse, werden ein Opfer leidenschaftlicher Jagd.

[1]) G. Jäger im Ausland 1866, S. 673 ff.

VII. Die Faunengebiete der Erde[1]).

Für die eigenthümliche Entwicklung des heutigen Thierlebens in verschiedenen Erdräumen ist nichts von so tief eingreifender Wichtigkeit gewesen als die Configuration der Ländermassen und zwar sowohl in der Gegenwart wie in der jüngsten geologischen Vergangenheit. Auffallend ist die grosse Uebereinstimmung der Arten innerhalb der Polarregion; die Verbreitungsbezirke bilden hier meist Kreisflächen, in deren Mittelpunkte der Pol liegt. Bisweilen ändert sich die Species in der Neuen Welt; dann sind es aber wenigstens nahe verwandte Arten, welche einander ablösen. In dem Masse jedoch, in welchem sich die östliche und westliche Weltinsel nach Süden zu von einander entfernen, entfremden sich auch die Thierwelten bis zum gänzlichen Verschwinden der identischen oder stellvertretenden Arten. Unter den Tropen ist keine einzige Art den beiden Erdhälften gemein und selbst wenige Gattungen sind es. Eine weitere Trennung ergiebt sich dann auch zwischen Afrika und Südasien, indem zwar die generischen Differenzen gering sind, die Arten jedoch mit sehr geringen Ausnahmen ganz von einander abweichen. Den schärfsten Gegensatz zu dem Thierleben aller übrigen Länder weist die Fauna Australien's auf.

Indem wir nun dazu übergehen, die grösseren Faunengebiete der Erde übersichtlich darzustellen, schicken wir voraus, dass hierbei in erster Linie die höher organisirten Classen, insbesondere die Säugethiere, in Betracht gezogen werden sollen; die niederen Thierclassen zu berücksichtigen, gestattet der beschränkte Raum nicht.

[1]) Als Hauptquellen wurden benützt: Andreas Wagner, Die geographische Verbreitung der Säugethiere, in den Abhandlungen der mathem.-physik. Classe der Kgl. bayerischen Akademie der Wissenschaften. München 1844—1846. Bd. IV, Abth. 1, S. 1—146; Abth. 2, S. 37—108; Abth. 3, S. 1—114. Ludwig K. Schmarda, Die geographische Verbreitung der Thiere. Wien 1853. Bd. I, II und III. Alfred Russel Wallace, Die geographische Verbreitung der Thiere. Deutsch von A. B. Meyer. Dresden 1876. Bd. I und II.

I. Die Provinzen der arktischen und nördlich gemässigten Zone.

A. Das arktische Gebiet erstreckt sich von der Polargrenze des Pflanzenwuchses bis zur Südgrenze des Wohngebietes von Renthier und Polarfuchs. Dasselbe reicht also in der Alten Welt nach Süden bis zu einer Linie vom Nordende des Bottnischen Busens durch den Baikal-See zur Amur-Mündung, und in Nordamerika umfasst es im Westen den Raum nördlich vom 55., im Osten denjenigen nördlich vom 50. Parallelkreise. Im allgemeinen ist die Zahl der Arten eine geringe, die der Individuen dagegen eine desto grössere. Da das vegetabilische Leben im Sommer nur auf eine kurze Zeit erwacht, so ist hier in und an der See das Maximum des thierischen Lebens zu suchen.

Auf beiden Hemisphären kommen hier vor: unter den Raubthieren der Wolf (Canis lupus), der Polarfuchs (Canis lagopus), der gemeine Fuchs (Canis vulpes), der Eisbär (Ursus maritimus), ferner unter den Nagern der Biber (Castor), unter den Wiederkäuern das Renthier (Cervus tarandus), unter den Robben der gemeine Seehund (Phoca vitulina, neben dieser Art auch Ph. hispida, Ph. groenlandica, Ph. cristata), das Walross (Trichechus rosmarus), unter den Walen der gemeine Delphin (Delphinus delphis), der Braunfisch (D. phocaena), der Schwertfisch (D. orca) und der Weissfisch (D. leucas), der Kaschelot (Physeter macrocephalus), der gemeine Narwal (Monodon monoceros) und der Walfisch (Balaena mysticetus). Von den genannten Thieren haben der gemeine Fuchs, der Wolf, der Seehund, der gemeine Delphin und der Braunfisch ihren Hauptsitz in dem gemässigten Klima der weiter südlich liegenden Thierprovinzen. Andere Thiere der Alten Welt sind in Nordamerika durch wenig abweichende Varietäten vertreten, wie das Hermelin (in der Alten Welt Mustela erminea, in der Neuen M. Richardsonii), das kleine Wiesel (in der Alten Welt Mustela vulgaris, in der Neuen Putorius Cicognanii), der gemeine Bär (in der Alten Welt Ursus arctos, in der Neuen U. americanus u. a.), die gemeine Fischotter (in der Alten Welt Lutra vulgaris, in der Neuen L. canadensis), der Vielfrass[1]) (in der Alten Welt Gulo borealis, in der Neuen Wolverene oder Gulo luscus) und der Argali (Ovis Argali, das Bighorn Amerika's). Die Gattung der Lemminge ist in der Alten Welt durch Myodes lemmus, M. torquatus, in der Neuen durch M. helvolus, M. trimucronatus u. a. vertreten, und der veränderliche Hase (Lepus variabilis) Nordeuropa's und Sibirien's wird in Amerika durch

[1]) Eigentlich Fiälfrass, im Finnländischen ein Höhlenbewohner.

den Polarhasen (Lepus glacialis) ersetzt. Ganz auf die westliche Halbkugel beschränkt ist der Bisamochse (Bos moschatus).

Von Vögeln walten in der Baumregion die knospenfressenden Waldhühner (Tetraoniden), an den Küsten die Schwimmvögel vor. Unter den letzteren sind namentlich die entenartigen, die Columbiden, Alken, Raubmöven, mehrere Puffinus (Sturmtaucher) und Procellaria (Sturmvogel) hervorzuheben.

Das Renthier und der Hund sind die einzigen Hausthiere (ersteres allein bei den Völkern Europa's und Asien's, da es in Amerika nur Gegenstand der Jagd ist), an welche sich hie und da noch die Eidergans anschliesst.

B. Die gemässigte Zone reicht innerhalb der Alten Welt in zoologischer Hinsicht von der Südgrenze des arktischen Gebietes bis zum 30. nördlichen Parallelkreise in Afrika und naheza bis zum nördlichen Wendekreise in Asien. Es bezeichnen demnach der Atlas, die syrisch-arabische Wüste, der Himalaya und die Gebirge des südlichen China ihren Südrand. Da im Vergleich zu dem arktischen Gebiete nur wenige Arten mit amerikanischen als identisch oder stellvertretend zu betrachten, ja selbst zahlreiche Gattungen verschieden sind, so ist diese Thierprovinz von der unter gleichen Breiten liegenden amerikanischen zu trennen. Die meisten der identischen oder stellvertretenden Arten kommen naturgemäss noch in dem nördlichen Theile dieses Gebietes vor. Es ist einleuchtend, dass auf so ungeheurem Raume, bei so manigfachem Klima und so häufig wechselnder Bodenerhebungsform die Fauna örtlich ihren Charakter nicht unwesentlich ändert. Namentlich weisen Mitteleuropa und Südsibirien, die kaspischen Steppen, die Mittelmeerländer, Centralasien und Japan je eine Fauna von eigenartigem Charakter auf.

1) In den dichtbevölkerten westlichen Ländern Mitteleuropa's sind zahlreiche Arten ausgerottet worden; nur in den gering bevölkerten östlichen Theilen Europa's und in Sibirien zeigt sich die Fauna noch in ihrem Naturzustande.

Bemerkenswerth ist das Erscheinen zahlreicher Fledermäuse (aus den Gattungen Rhinolophus und Vespertilio), die dem Polarreiche gänzlich fremd sind. — Unter den Insectenfressern ist der gemeine Igel charakteristisch, da er den Ural nicht überschreitet; weiter nach Norden und Osten (bis zur Lena) geht der gemeine Maulwurf, sowie die Spitzmaus (besonders Sorex fodiens und S. pygmaeus). — Die fleischfressenden Thiere sind vertreten durch den braunen Bären, den Dachs, zahlreiche Marder (Mustela, unter ihnen vor allem der Edelmarder, M. martes, und Steinmarder, M. foina, in Europa, der Zobel, M. zibellina, und der Kulon, M. sibirica, in Sibirien), den Vielfrass, die Fischotter, den Wolf,

den Fuchs und mehrere Katzen (den Silberluchs, Felis cervaria, in Skandinavien und im nördlichen Russland, ausserdem noch in Sibirien und dem Kaukasus, den gemeinen Luchs, Felis lynx, früher in dem ganzen mittleren Europa, jetzt nur im Osten von Galizien und Siebenbürgen und in den höheren westlichen Gebirgen, und die Wildkatze, Felis catus ferus, in den Waldungen des westlichen Theiles).

Die Nager sind zwar in zahlreichen Arten vorhanden; doch entbehrt Mitteleuropa jeder eigenthümlichen Gattung. Das ganze Waldgebiet Mitteleuropa's und Sibirien's wird von dem gemeinen Eichhorn (Sciurus vulgaris) bewohnt, während die Ziesel (besonders der gemeine Ziesel, Spermophilus citillus) nur im südöstlichen Theile Europa's und in dem angrenzenden Asien und das Alpen-Murmelthier (Arctomys marmota) nur über der Holzregion in den Alpen und der Tatra angetroffen wird. Die Schläfer (Myoxus) fehlen in Nordeuropa gänzlich und bis auf den Billich (Myoxus glis), die verbreitetste Art, auch in Osteuropa. Die Spring- und Wurfmäuse suchen nur die Steppen Russland's und Ungarn's auf; hingegen vermisst man nirgends die Mäuse, von denen die drei in den Häusern sich aufhaltenden Arten, die Wanderratte (Mus decumanus), die schwarze oder Hausratte (M. rattus) und die Hausmaus (M. musculus) die bekanntesten sind. Das Gebiet des gemeinen Hamsters (Cricetus frumentarius) ist im Westen durch den Rhein, im Osten durch den Ob begrenzt. Unter den zahlreichen Feldmäusen (Hypudaeus) ist die Wasserratte (H. amphibius) die grösste und die gemeine Feldmaus (H. arvalis) die an Individuen zahlreichste und daher auch verderblichste Art. Der Biber ist an vielen Orten nahezu ausgerottet und erscheint nur vereinzelt an der Donau, der Elbe, dem Rhône, in Siebenbürgen, im östlichen Europa und südlichen Sibirien. Aus der Familie der Hasen ist der gemeine Hase (Lepus timidus) für das mittlere Europa besonders charakteristisch; denn er gelangt weder nach dem Norden Europa's, noch nach Sibirien, wo er durch den veränderlichen Hasen (L. variabilis) abgelöst wird. Dies gilt auch für das nördliche England und Schottland; in Irland verschwindet der gemeine Hase gänzlich und wird durch den Lepus hibernicus ersetzt.

Die Dickhäuter sind nur durch das Wildschwein (Sus scrofa) repräsentirt, dessen Revier vom 55. Grad n. Br. bis Nordafrika und nach Osten bis zum Baikal-See und Himalaya reicht. — Die Wiederkäuer bewohnen zum Theil die Waldungen, zum Theil die Hochgebirge. Das Elen oder der Elch (Cervus alces) geht von der nördlichen Waldgrenze Skandinavien's und Russland's bis zu den Mooren von Pinsk, sowie von Polen und den russischen Ostseeprovinzen bis zum Penschinskischen Meerbusen (Nordostspitze des Ochotskischen Meeres) und

zur unteren Kolyma. In Russland nimmt die Zahl der Individuen wegen vermehrter Nachstellung ab; in Deutschland ist das Elen bereits ausgestorben bis auf einen kleinen Bestand im Ibenhorster Forste (Ostpreussen). Dasselbe Schicksal theilt der Edelhirsch (C. elaphus), der zwar in denjenigen Gegenden Deutschland's, wo er geschont wird, noch häufig ist, im übrigen Mitteleuropa jedoch und ebenso in Südeuropa immer seltener wird, jenseits der Weichsel aber in der Ebene fast gar nicht mehr anzutreffen ist. Dagegen findet er sich in Menge in den bewaldeten Vorbergen des Kaukasus und des Altai. Fast denselben Verbreitungsbezirk hat das Reh; nur reicht dieser weiter nach Südosten. Auf die Hochgebirge Mitteleuropa's beschränkt sind die bei uns vorkommenden Arten aus den Gattungen Capra und Antilope: der mit gänzlicher Vertilgung bedrohte Steinbock (Capra ibex in den Alpen, Capra pyrenaica in den Pyrenäen) und die Gemse (Antilope rupicapra in den Alpen, Pyrenäen und Karpathen). In den Steppenländern Südrussland's tauchen gewissermassen als Vorposten ihres eigentlich asiatischen Bezirkes einzelne Rudel der Saiga-Antilope auf. Der colossale Wisent (Bos bonasus) ist in Deutschland längst vernichtet; in dem grossen Forste von Bialowicza wird er gehegt, und nur im Kaukasus ist er noch im Naturzustande vorhanden.

Während sich die Wasservögel, wenn auch nicht an Arten, so doch an Individuen im Vergleich zur Polarregion hier bedeutend verringern, nehmen die Landvögel an Zahl und Manigfaltigkeit nach Süden rasch zu. Hervorzuheben sind vier Geier, der die nordischen Eulen vertretende grosse Uhu (Bubo maximus) und zahlreiche Falken, ferner eine Reihe körner- und insectenfressender Singvögel, unter ihnen vor allem die Nachtigallen. In der südlichen Region gesellen sich zu ihnen der Immenwolf und der Eisvogel (Merops apiaster und Alcedo ispida), der Wiedehopf (Upupa) und der goldfarbige Pirol. Unter den Kletvögeln sind die Spechte am zahlreichsten, unter den Tauben die Turteltaube (Columba turtur), unter den Hühnern die Wachtel und das Rebhuhn.

Die Reptilien erlangen nicht im entferntesten jenen Artenreichthum und jene Grösse wie in südlicheren oder wohl gar tropischen Gebieten. Von den Süsswasserfischen gehört die Mehrzahl den Cyprinoiden an. In entomologischer Hinsicht ist das Vorwalten der räuberischen Laufkäfer (Carabicini) und der kurzflügeligen Raubkäfer (Staphylini) bemerkenswerth. Die Schmetterlinge sind durch kleinere Formen, kurzen, runden Flügelschnitt, mattes, wenig buntes Colorit und feine Zeichnung charakterisirt.

2) Die kaspischen Steppen nähern sich bezüglich ihrer Fauna im Norden und Nordosten der Polarprovinz, im Westen aber der von

Südosteuropa, da nach beiden Richtungen hin der Verbreitung der Thiere keinerlei Schranken entgegenstehen. So stimmen die Fledermäuse fast alle mit den europäischen überein, ebenso die Insectivoren bis auf den gemeinen Igel, der durch Erinaceus auritus ersetzt wird, und eine Spitzmaus, Sorex pulchellus. — Der grossen Fleischfresser entbehrt die Steppe gänzlich; es sind vielmehr nur einige kleinere Katzenarten hier heimisch. — Hingegen dominiren in ganz auffallender Weise die Nager, unter denen wir nur die baumbewohnenden Eichhörnchen und Schläfer vermissen. Passende Lebensbedingungen finden z. B. mehrere Ziesel (Spermophilus), ein Murmelthier (der Bobak, Arctomys Bobac), zahlreiche Springmäuse (Dipus- und Scirtetes-Arten), die unterirdisch hausenden und blinden oder wenigstens sehr blödsichtigen Wurfmäuse, eine Reihe von Mäusen, der gemeine Hamster neben fünf anderen Cricetus-Arten, die in Europa fehlende Gattung Rhombomys, verschiedene Feldmäuse (Hypudaeus), der dem Wasser folgende Biber, das Stachelschwein, sowie mehrere Hasen (insbesondere der Tolaihase, nur an den Vorbergen des südlichen Ural der gemeine Hase).

Von den Hufthieren schweifen wilde Pferde und Esel durch die Steppe; ihre Heimath liegt jedoch weiter im Osten auf dem asiatischen Hochlande. — Die Dickhäuter sind durch die Wildschweine vertreten, die überall im Rohrgebüsch der Flüsse sich umhertreiben. — Unter den Wiederkäuern vermissen wir die Hirsche, welche die Steppe überhaupt meiden; dafür aber sind jenen Grasflächen zwei Arten von Antilopen eigenthümlich: die Saiga-Antilope und die A. subgutturosa (die gelbe Ziege der Chinesen). Erstere wandert oft in grossen Heerden über den Uralfluss nach Russland. Sehr merkwürdig ist das Vorkommen von Robben im Kaspischen Meere, nämlich einer dem gemeinen Seehunde (Phoca vitulina) nahe verwandten Art, der Phoca caspia.

Die Vögel sind im turkestanischen Steppenlande nur spärlich vorhanden. Die im Frühling erscheinenden Wasser- und Steppenvögel ziehen bei beginnender Dürre wieder ab, und auch die Landvögel (unter ihnen das für die asiatischen Steppen charakteristische Pallas'sche Fausthuhn, Syrrhaptes paradoxus) werden nur vereinzelt wahrgenommen. Ueberraschend gross hingegen ist der Reichthum an Amphibien, zu denen nicht weniger als 60 Species (vor allem 22 Eidechsen und 19 Schlangen) gehören.

3) Die Mittelmeerländer bieten hinsichtlich ihrer Fauna ebensoviel Eigenartiges wie hinsichtlich ihrer Flora, und dabei bildet der ganze Gestadering ein einheitliches zoologisches Ganze. Besonders ist die Uebereinstimmung Südspanien's und Nordwestafrika's, die früher offenbar durch einen Isthmus mit einander verknüpft waren, eine ausser-

ordentlich grosse, so dass man mit Recht gesagt hat, Afrika fange mit der Sierra Morena an.

Wie von den Palmen, so hat auch von den Affen eine Art die Küsten Europa's erreicht: der im Innern Nordafrika's häufige Affe Inuus ecaudatus (Hundsaffe, Magot), welcher sich auf dem Gibraltarfelsen angesiedelt hat. — Ebenso dringen zahlreiche tropische Formen der Fledermäuse, vor allem Dysopes Cestoni, bis nach Südeuropa vor.

Die Insectenfresser sind zum grössten Theile dieselben wie im mittleren Europa; charakteristisch für dieses Gebiet sind jedoch eine Spitzmaus, Sorex etruscus, und der blinde Maulwurf (Talpa coeca), der vom mittleren Italien an den gemeinen Maulwurf ersetzt. — Von den Fleischfressern gelangt der braune Bär aus Mitteleuropa bis in die Pyrenäen und in die Abruzzen. Die Marder, deren Verbreitungsbezirk ganz mit dem der Nadelhölzer zusammenfällt, sind in Südeuropa dieselben wie im Norden unseres Erdtheils; in Nordafrika sind sie vertreten durch das Frettchen (Mustela furo) und das ägyptische Wiesel (M. subpalmata). Aus den Gattungen Viverra und Herpestes trifft man die durch ganz Afrika gehende Genett-Katze (Viverra genetta) auch in Spanien und Südfrankreich und den Ichneumon oder die Pharaonsratte (Herpestes ichneumon) in Aegypten; statt der letzteren findet sich in der Berberei H. numidicus und in Spanien (Sierra Morena) H. Widdringtonii. Der Wolf wird nur auf den drei südeuropäischen Halbinseln beobachtet. Hingegen fehlt der Fuchs keinem Theile, ist jedoch in den einzelnen Ländern eigenartig gefärbt. Der Schakal bewohnt in Europa nur einige dalmatinische Inseln und Morea, ist jedoch in Vorderasien und Nordafrika sehr häufig; die gestreifte Hyäne (Hyaena striata) aber gehört nur Westasien und Nordafrika an und wird bereits in Kordofan von der gefleckten Hyäne (H. crocuta) abgelöst. Von Katzenarten kommen die gemeine Wildkatze (Felis catus) und mehrere Luchse in Südeuropa und Westasien vor, die Pardelkatze (F. pardina) in Portugal und Spanien, der Karakal und Stiefelluchs (F. caligata) in Nordafrika und Vorderasien. Der Löwe, noch zu Xerxes' Zeiten in Griechenland heimisch, ist auf den Südrand und Westasien beschränkt und der Leopard sogar allein auf Nordafrika; doch werden beide hier immer seltener.

Die ziemlich zahlreichen Nager stammen zum grossen Theil aus den benachbarten Steppen. Ausser unserem gemeinen Eichhörnchen weist Südeuropa noch zwei ihm sehr ähnliche Arten auf; aus Nordafrika ist nur Sciurus getulus bekannt. Drei Schläfer, nämlich der Billich (Myoxus glis), der Gartenschläfer (M. nitela) und die Haselmaus (M. muscardinus), sowie eine Wurfmaus (Spalax typhlus) haben sich nur diesseits, die Springmäuse (Dipus), deren eigentliche Heimath die

asiatischen Steppen sind, ausschliesslich jenseits des Mittelmeeres angesiedelt. Zu den mitteleuropäischen Mäusen gesellen sich hier noch mehrere andere, wie Mus tectorum (Dachratte) in Aegypten und Italien, M. orientalis an den Küsten des Rothen Meeres, M. barbarus in der Berberei u. a. Der Hamster ist bis auf Vorderasien allen Mittelmeerländern fremd. Die Feldmäuse (Hypudaeus) gehen nicht über Europa hinaus; dafür beherbergt Nordafrika steppenbewohnende Rennmäuse (Meriones), Rautenmäuse (Rhombomys) und Sandratten (Psammomys). Das Stachelschwein, dessen Verbreitungsgebiet vom Caplande bis Rom reicht, fehlt keinem Ufer des Mittelmeeres. Das wilde Kaninchen und der gemeine Hase finden sich nur im südlichen Europa; für den letzteren tritt auf Sardinien der Lepus mediterraneus und am Rothen Meere der L. aegyptius auf.

Von den Dickhäutern ist das gemeine Wildschwein fast in allen sumpfigen Buschwaldungen um das Mittelmeer zu Hause. Von den Einhufern schwärmen das wilde Pferd und der wilde Esel aus Hinterasien bis nach den iranischen Steppen. — Aus der Ordnung der Wiederkäuer treffen wir den Damhirsch (Cervus dama) an sämmtlichen Gestaden des Mittelmeeres, den Edelhirsch (C. elaphus) hingegen nur an den nördlichen und östlichen, das Reh nur in Italien. Von Antilopen, welche Südeuropa ganz entbehrt, hat Nordafrika ausser anderen Arten die charakteristische Antilope dorcas (gemeine Gazelle). In den Gebirgen Spanien's und der europäischen Türkei, sowie auf Corsica, Sardinien und Cypern leben mehrere wilde Schafe, nämlich Ovis musimon (sardinischer Muflon) und O. cypria (cyprischer M.), welche im Orient durch O. orientalis (orientalischer M.) und in Nordafrika durch O. tragelaphus (afrikanischer M.) ersetzt werden.

Die Vögel der Mittelmeerländer zeigen nahezu dieselben Verhältnisse wie diejenigen Mitteleuropa's. Die Geier werden südlich der Alpen zahlreicher, da sich hier ausser den mitteleuropäischen Arten noch Vultur aegyptius und V. percnopterus vorfinden. In Nordafrika und Westasien ist ihre Individuenzahl eine so grosse, dass sie im Verein mit den Hunden eine erspriessliche Thätigkeit als Wohlfahrtspolizei ausüben, indem sie das Aas hinwegschaffen. Unter den Adlern ist der Kaiseradler (Aquila imperialis) am wichtigsten. Statt der grossen mittel- und nordeuropäischen Eulen treten kleinere Eulen auf, welche die wandernden Züge der kleinen Landvögel nach Nordafrika begleiten. Charakteristische Wad- und Schwimmvögel sind die Flamingos, die Löffelreiher, der Ibis, mehrere Reiher (Purpurreiher, kleiner Silberreiher, Rallenreiher), der gekrönte und der numidische Kranich (Grus pavonia und G. virgo) und die Pelicane. Der afrikanische Strauss dringt bis in's nordwestliche Afrika vor.

Von den 60 Species der Reptilien gehören 6 zu den Schildkröten, 18 zu den Eidechsen und ebenso viele zu den Schlangen und zu den Batrachieren. Die Süsswasserfische, welche eine geringere Manigfaltigkeit darbieten als im mittleren Europa, sind vorwiegend Cyprinoiden. — Die Gliederthiere sind in hohem Grade formenreich.

4) Das centrale Hochasien, d. h. das grosse Hochland zwischen dem Pamir-Plateau, dem Himalaya, dem chinesischen Alpenlande und dem Altai, ist besonders wichtig als die ursprüngliche Heimath mehrerer unserer Hausthiere, namentlich der Hufthiere unter ihnen.

Affen haben hier nirgends einen ständigen Wohnsitz. Die Fledermäuse und Insectenfresser sind wenig bekannt. — Von den Fleischfressern kommt der braune Bär im Altai vor, während Ursus torquatus und U. isabellinus dem Himalaya eigenthümlich sind. Die Gattung der Marder ist in ansehnlicher Menge vorhanden; so hat man den Iltis, den Zobel, Mustela altaica und M. alpina im Altai und mehrere andere Arten in den Gebirgen Nepal's gefunden. Vom Altai bis zu den nordchinesischen Hochgebirgen reicht der Alpenwolf (Canis alpinus); der Wolf und der Fuchs begleiten den ganzen Nordabhang Hochasien's. Unter den fünf Arten des Katzengeschlechtes ist der Irbis (Felis irbis) dem östlichen Hochasien eigenthümlich; der Panther und Tiger sind vielfach auf demselben getroffen worden, letzterer sogar nordwärts bis nach Sibirien und westwärts bis an den Araxes. — In der Mongolei und auf den nördlichen Randbergen sind der Tolaihase und der veränderliche Hase häufig, an die sich im Süden der Lepus tibetanus anschliesst. Sehr charakteristisch aber sind zwei Pfeifhasen: Lagomys ogotona und L. alpinus.

Recht bezeichnend für die Steppe sind vor allen anderen Thieren drei Einhufer: das Pferd, welches seinen Hauptsitz in den iranischen und mongolischen Steppen hat, aber in grösseren oder kleineren Heerden bis zum südöstlichen Russland und zum Japanischen Meere vordringt, der wilde Esel (Kulan, Onager), der vorzüglich in der iranischen und tatarischen Steppe zu Hause ist, und der die Gobi durchschweifende isabellgelbe Dschiggetai mit schwarzer Mähne (Equus hemionus).

Die Dickhäuter fehlen bis auf das gemeine Wildschwein, welchem man in den unteren Theilen des Altai begegnet; dagegen bilden die Wiederkäuer einen Haupttheil der Thierbevölkerung Hochasien's. Zu ihnen gehören das Trampelthier (Camelus bactrianus), das auch im wilden Zustande von Turkestan bis China verbreitet ist, das Bisamthier (Moschus moschiferus), welches alle Hochgebirge, aber auch nur diese zwischen 20 und 60° n. Br., 90 und 166° ö. L. v. F. bewohnt, sowie, nur im Norden vorkommend, das Renthier, das Elenthier, der Edelhirsch und das Reh (Cervus pygargus); am Himalaya stellen sich

andere Hirscharten ein, vor allem der stattliche Axishirsch. Unter den Antilopen nimmt die A. gutturosa den ersten Rang ein. Die ziemlich zahlreichen Wildschafe und Wildziegen sind meist noch nicht mit Sicherheit bestimmt. Von den ersteren nennen wir einen Muflon (Ovis Vignei, in Klein-Tibet), den Nahur (Ovis Nahoor, Sna der Tibetaner, auf beiden Seiten des Himalaya) und den in verschiedenen Arten auftretenden Argali, von den letzteren den sibirischen Steinbock (Capra sibirica, auf den Gebirgen vom Altai bis nach Kamtschatka), den himalayischen Steinbock, den Iharal (Capra iharal) und eine riesenhafte Ziege, welche in Afghanistan Mar-Khur, in Klein-Tibet Rawacheh heisst. Eines der nützlichsten Thiere ist eine dem hinteren Hochasien eigenthümliche Rinderart, der Yak oder Grunzochse (Bos grunniens), welche sowohl gezähmt als auch wild vorkommt.

Um die Seen und Flüsse der Randgebirge, sowie um die Salzlagunen der Steppe und Wüste schaaren sich zahlreiche Sumpf- und Wasservögel, besonders Kraniche, wilde Gänse und Schwäne. Die trockene Steppe aber ist von Rebhühnern, Haselhühnern, Steppen- und Sandhühnern, Wachteln und Trappen belebt, wie denn überhaupt kleinere Hühnerarten unter den Landvögeln vorzuherrschen scheinen. Im allgemeinen dürfte die Vogelfauna Hochasien's mit derjenigen der kaspischen Steppen nahe verwandt sein.

Ueber die Reptilien wissen wir nur weniges. Frösche und Schlangen fehlen wohl gänzlich und zwar die ersteren wegen des Wassermangels, die letzteren wegen der Höhe des Landes, da die Schlangen selbst unter den Tropen hohe Berggebiete meiden.

5) Japan zeigt hinsichtlich seiner Fauna nicht nur viele Beziehungen zu dem benachbarten Festlande, sondern auch nicht wenige zu Mitteleuropa; hingegen deuten von den Säugethieren nur drei Species auf die nordamerikanische Fauna hin.

Wie in Nordafrika und Europa, so wird auch hier der Palmenwuchs von einem Affen, Inuus speciosus, begleitet, also von einem Affen, welcher derjenigen Art (Inuus ecaudatus) nahe steht, die auf der Westseite der Alten Welt ebenfalls am weitesten nach Norden vorgeschoben ist. — Von den 10 Fledermäusen stammen die fruchtfressenden (2 Pteropus-Arten) aus der tropischen Zone; hingegen sind die insectenfressenden (2 Rhinolophus- und 6 Vespertilio-Arten) bis auf zwei mit Europa identische Arten von Vespertilio Japan eigenthümlich.

Die Insectenfresser gehören theils der Familie der Spitzmäuse an (vier Sorex-Arten), theils derjenigen der Würfe (unter ihnen die neue Gattung Urotrichus, während unser Maulwurf, Talpa europaea, durch Talpa wogura ersetzt wird); der Igel ist wahrscheinlich aus China eingeführt. —

Reich an Gattungen und Arten sind die Fleischfresser. Von den Bären hat Japan einen mit Indien gemein (Ursus tibetanus), den anderen mit dem westlichen Nordamerika (U. ferox). Die Gattungen Meles (Dachs) und Mustela (Marder) sind nur durch wenige dem Inselreiche eigenthümliche Arten vertreten. Die Fischotter ist von der unsrigen, die Seeotter von der nordamerikanischen nicht specifisch unterschieden. Der japanische Wolf, Canis hodophilax, ist dem europäischen und amerikanischen sehr ähnlich; der wilde Hund, C. nipon, gleicht in Grösse, Gestalt und Färbung dem neuholländischen Dingo, und der in China heimische C. procyonoides ist auf Japan durch den C. viverrinus repräsentirt. Zu diesen Japan eigenthümlichen Hunden kommt noch der nur durch schwache Farbendifferenz ausgezeichnete japanische Fuchs (C. vulpes japonica), sowie der mit dem amerikanischen Rothfuchs übereinstimmende C. fulvus; beide sind in reichster Menge vorhanden. Von Katzen findet sich auf Japan nur die Hauskatze.

Die Nager Japan's sind ein grosses Flughörnchen, Pteromys leucogenys, und die viel kleinere Art P. momoga, ferner zwei Varietäten unserer Eichhörnchen, ein eigenthümlicher Siebenschläfer, vier eigenthümliche Mäuse neben der Wanderratte (Mus decumanus) und der Hausmaus (M. musculus) und endlich der japanische Hase. — Unter den Zahnlückern erscheint ein Schuppenthier (Manis), dessen Panzer zur Herstellung von Hausgeräthen benützt wird. — Grosse Hufthiere fehlen ganz. Ein kleines Schwein (Sus leucomystax), ein kleiner Hirsch (Cervus sika) und eine mittelgrosse Antilope mit grobem, langem und gekräuseltem Haare (Antilope crispa) sind nebst dem japanischen Hasen die wichtigsten Jagdthiere der Japanesen. — Von den Robben hat man an den Küsten Japan's den Steller'schen Seelöwen, sowie zwei Seehunde (Phoca groenlandica und Ph. barbata) getroffen.

Die Vogelfauna Japan's ist der mitteleuropäischen nahe verwandt; doch werden die Geier vermisst, und die Zahl der Eulen ist geringer.

Von den 29 Reptilien bewohnen 3 Schildkröten und 4 Schlangen das Meer. Die 22 Landreptilien sind nur zum geringeren Theile Eidechsen und Schlangen; nicht weniger als 11 Arten sind Batrachier, zu denen der einen Meter lange, einem riesigen Molche ähnelnde Riesensalamander (Megalobatrachus) gehört.

C. Das gemässigte Nordamerika umfasst den Raum zwischen der Südgrenze der arktischen Fauna und dem Südrande des mexicanischen Hochlandes. Bei dem manigfachen Wechsel von Tiefebene und Hochebene, Mittelgebirge und Hochgebirge, Waldland, Steppe und Wüste ändert sich natürlich innerhalb dieses Gebietes der Charakter der Fauna vielfach. Besonders deutlich zeigt sich bei einer Vergleichung der nordamerikanischen Fauna mit der aussertropischen der Alten Welt,

dass nach Süden hin die identischen oder stellvertretenden Arten mehr und mehr abnehmen und zuletzt ganz verschwinden. Nordamerika besitzt wenig eigenthümliche Gattungen; dagegen sind mehr Ordnungen als in der Alten Welt repräsentirt.

Affen kommen in den wärmeren Theilen von Mexico noch vor, ohne jedoch Louisiana oder Florida zu erreichen. — Die Fledermäuse tragen ähnliche Charakterzüge an sich wie in den analogen Breiten der Alten Welt: wie dort das tropische Geschlecht Dysopes mit einer Species (D. Cestoni) bis nach Italien vordringt, so gehen Dysopes-Arten und Desmodus murinus, gleichfalls eine tropische Species, bis nach Mexico und in die Vereinigten Staaten. Alle übrigen Fledermäuse zählen zu den Geschlechtern Vespertilio und Nycticejus; indess sind nur die Gattungen, aber nicht auch die Species identisch.

Die Insectenfresser haben ebenfalls den Typus derjenigen der Alten Welt; einen um so schärferen Gegensatz bezeichnen sie zu Südamerika, welchem Continent diese ganze Unterordnung fehlt. Von der zahlreichsten Gattung, derjenigen der Spitzmäuse (Sorex), sind 15 Species beschrieben. Die Gattungen Scalops (Wassermaulwurf) und Rhinaster ersetzen die Myogale (Rüsselmaus) der Alten Welt. — Die Fleischfresser zeigen sowohl europäische wie südamerikanische Typen. Ihre relativ weite Verbreitung erklärt sich daraus, dass sie von den Vegetationsverhältnissen viel weniger abhängig sind als andere Thiere. Acht Gattungen der Alten Welt erscheinen auch in Nordamerika, nämlich Canis (Hund), Felis (Katze), Meles (Dachs), Ursus (Bär), Gulo (Vielfrass), Mustela (Marder), Lutra (Fischotter), Enhydris (Seeotter); diesen gehören die meisten Arten an. Vier von den genannten Gattungen (Ursus, Lutra, Canis und Felis) sind auch in Südamerika vertreten, die anderen vier nicht. Vier oder fünf Gattungen, nämlich Procyon (Waschbär), Nasua (Nasenthier), Cercoleptes (Wickelbär), Mephitis (Stinkthier), vielleicht auch Galictis (Grison), sind Nord- und Südamerika gemeinschaftlich, und nur die Gattung Bassaris (in den gemässigten Regionen Mexico's) ist Nordamerika eigenthümlich. Mit der Alten Welt völlig oder nahezu identische Arten sind die Seeotter, der braune Bär, der Wolf und der Vielfrass oder die Wolverene (Gulo luscus). Vicarirende Arten, von den europäisch-asiatischen Arten meist nur durch die grössere Feinheit des Pelzes unterschieden, treffen wir namentlich unter den Mardern (so Mustela huro für M. martes, M. Richardsonii für M. erminea, M. pusilla für M. vulgaris, M. vison für M. lutreola). In Nord- und Südamerika identische Formen sind Felis concolor (der Cuguar, Puma oder amerikanische Löwe), F. onca (Jaguar, Unze), F. pardalis (Pardelkatze, Ozelot), F. yaguarundi (Yaguarundi), ferner Galictis barbara (?) (die Hyrare), Nasua socialis (der gesellige Cuati), Cercoleptes caudivolvulus (Wickel-

bär), von denen jedoch nur die beiden ersteren weit nach Norden gehen (der Cuguar sogar bis Obercanada), während die anderen ausschliesslich die wärmeren Gegenden Mexico's bewohnen. Von den Bären hat der braune Bär seinen Hauptsitz auf der waldlosen Tundra, der schwarze Bär (Ursus americanus) jedoch inmitten der Waldzone; der Grieselbär (Ursus ferox) ist auf die Felsengebirge und die angrenzenden östlichen Niederungen beschränkt. Der Waschbär (Procyon lotor) dringt bis zum 60. Breitengrade vor. Das Stinkthier (7—8 Arten) wird in den warmen Theilen von Mexico und Californien gefunden; doch trifft man Mephitis Chinga bis zum 61. Breitengrade. Neben dem eigentlichen Wolfe, der dem unsrigen gleicht, durchschweifen der Prairie-Wolf (Canis latrans), der dreifarbige Fuchs (C. cinereo-argenteus) und der Kitfuchs (C. velox) das Land bis zum 55. Breitengrade. Im ganzen giebt es hier 8 Species der Gattung Canis. Der Rothluchs (Felis rufa) ist von Canada bis Mexico, der canadische Luchs (F. borealis) vom 43. bis 66. Breitengrade verbreitet.

Von den Beutelthieren, welche der ganzen nördlich gemässigten Zone der Alten Welt fehlen, erscheinen 3 Species in Mexico und in dem südlichen Theil der Vereinigten Staaten. Sie zählen sämmtlich zu dem Geschlecht der Beutelratten (Didelphys). — Reich bevölkert ist Nordamerika von Nagern; dieselben übersteigen die Zahl 130, d. h. sie machen $^3/_5$ oder vielleicht einen noch grösseren Theil der sämmtlichen Arten der Säugethierfauna aus, und hierbei sind nicht weniger als 9 Gattungen Nordamerika eigenthümlich. In den Wäldern sind die in 27 Arten auftretenden Eichhörnchen sehr häufig; das Gebiet des Tschickari (Sciurus hudsonius) erstreckt sich bis zum 69. Grad n. Br., während andere, wie das grosse Fuchseichhorn (Sc. capistratus) und Sc. carolinensis nur bis Virginien, resp. Connecticut gelangen. Von den 4 Flughörnchen geht Pteromys volucella von Canada bis Mexico. Schaaren von Zieseln und Murmelthieren beleben die Prairien; besonders häufig ist am oberen Missouri Arctomys ludovicianus, der wegen seines Gebells auch Prairiehund genannt wird. Zu den Springmäusen gehören zwei zwischen dem 40. und 60. Breitengrade lebende Jaculus (Hüpfmaus). Die zahlreichen Wurfmäuse der Gattung Ascomys, welche besonders die Prairien aufsuchen, zeichnen sich von den anderen durch ihre eigenthümlichen Backentaschen aus, welche sich auf der Aussenseite der Wangen öffnen. Die über die ganze östliche Hemisphäre verbreitete Gattung Mus entbehrte Amerika merkwürdiger Weise gänzlich, bevor eine regere Schifffahrt diesen Continent mit Europa verknüpfte; jetzt freilich vermisst man Mus decumanus, M. rattus und M. musculus fast in keinem grösseren Theile. Der Hamster wird durch einen kleinen Cricetomys ersetzt. Die Gattungen Neotoma, Sigmodon und Fiber

(F. zibethicus, die Bisamratte) sind Nordamerika ganz eigenthümlich. Hingegen hat es mit der Alten Welt die Feldmäuse und Lemminge gemein. Der Biber ist mit dem der Alten Welt völlig identisch. Unser Stachelschwein ist in Nordamerika durch die diesem Continente eigenthümliche Gattung Erethizon und in Mexico durch den brasilischen Cercolabes prehensilis repräsentirt. Die Hasen, welche in Südamerika sehr spärlich sind, zeigen sich in Nordamerika in grosser Anzahl und in vielen (17) Species. Von den Pfeifhasen findet sich nur eine Art und zwar auf den Höhen des Felsengebirges zwischen dem 52. und 60. Grad n. Br., nämlich Lagomys princeps. — Die Zahnlücker fehlen gänzlich bis auf ein Gürtelthier, Dasypus novemcinctus.

Aus der Ordnung der Dickhäuter, von welcher zwei Gattungen (Tapirus und Dicotyles) in Südamerika vorkommen, streift bloss der Dicotyles torquatus (Pekari oder Halsband-Nabelschwein) bis in den südlichsten Theil von Nordamerika ($33^1/_2{}^0$ n. Br.) hinüber. — Zur Ordnung der Wiederkäuer zählen in Nordamerika 7 Hirsche (darunter das auch der Alten Welt angehörende Renthier und Elenthier) und 2 Antilopen, von denen der Cabril (Antilope furcifer) in zahlreichen Heerden auf den Grasebenen bis zum Saskatschawan weidet. Die Antilope americana und der amerikanische Muflon (Ovis montana) sind Bewohner des Cordilleren-Plateaus, während der amerikanische Bison oder Büffel (Bos americanus) seinen Hauptsitz in den Prairien östlich von den Felsengebirgen hat; doch durchschweift er auch die Waldungen bis zum 62. Grad n. Br. Bemerkenswerth ist, dass die Ordnung der Wiederkäuer in der Alten Welt durch 126 Arten, in Amerika hingegen nur durch 24 Arten vertreten ist. — Die Meeressäugethiere sind fast durchweg dieselben wie in den nördlichen Gewässern, d. i. wie in der Polarregion.

Wie die Säugethiere so nähern sich auch die Vögel mehr den europäischen als den südamerikanischen Formen; denn Nordamerika hat mit Europa fast $^1/_4$ seiner Vögel gemein, mit Südamerika nur $^1/_8$. Am weitesten verbreitet sind die Raubvögel, und von ihnen ist fast die Hälfte europäisch. Nur die Geier sind in geringer Zahl (3 Arten) vorhanden und gehören alle dem Typus Cathartes an. Die Zahl der Falken beträgt 25 und die der Strigiden 14. Mit Ausnahme der Raben, von denen $^1/_4$ auch in Europa heimisch ist, sind die übrigen nordamerikanischen Landvögel fast sämmtlich Amerika eigenthümlich; so finden sich von den 62 Sylviaden nur 2 in Europa. Da sich die wirkliche Identität im wesentlichen auf die Vögel des Nordens beschränkt, so ist sie bei den Wasservögeln am häufigsten zu beobachten. Die Rebhühner, die wahren Fasane und unter den Wadvögeln die Trappe und Störche gehen diesem Erdtheile gänzlich ab. Hingegen sind

als besonders bezeichnende Formen hervorzuheben zwei Waldhühner (Tetrao umbellus in Kentucky und T. cupido), der prächtige Truthahn, der in Schaaren die Wälder belebt, die californischen Laufhühner Ortyx, zahlreiche Tauben, einige niedliche Colibris, welche bis Sitcha, also bis zum 57. Breitengrade nach Norden vordringen, und Papageien, von denen Centurus carolinensis schon an den Ufern des Ontario-Sees getroffen wurde.

Unter den Reptilien begegnen wir zahlreichen Schildkröten, von denen Connecticut allein 13, der mittlere Theil der Vereinigten Staaten sogar 27 aufweist. Hingegen ist die Zahl der Eidechsen relativ gering. Zahlreicher wiederum sind die Schlangen (unter ihnen gegen 8 Klapperschlangen); doch dominiren über alle die genannten Ordnungen die Batrachier, unter denen allein 26 Salamander und Tritonen sind.

Die Fischfauna stimmt zwar generisch, aber nicht in den Species mit derjenigen der Alten Welt überein; denn nach dem zuverlässigen Urtheile Agassiz' haben beide Hemisphären auch nicht eine einzige Fischspecies mit einander gemein.

II. Die Provinzen der tropischen Zone.

Tief greifende Unterschiede trennen die Fauna der gemässigten Zone von derjenigen der tropischen. Es wechseln nicht bloss die Arten der beiden gemeinsamen Gattungen, sondern es treten auch ganz neue Gattungen, ja Familien und selbst Ordnungen auf.

Wie die Palmen der tropischen Pflanzenwelt ihren wesentlichsten Charakterzug aufprägen, so die Affen der tropischen Thierwelt; die Grenze ihres Verbreitungsgebietes ist daher zugleich als Grenze des tropischen Thierlebens zu betrachten (wir sehen hierbei nur ab von den beiden äussersten Vorposten der Affen, dem südeuropäischen Inuus ecaudatus und dem japanischen Inuus speciosus). Mit den Affen erscheinen gleichzeitig auf dem Schauplatze der Natur die grossen Dickhäuter (Elephant, Nashorn, Flusspferd und Tapir), von den Wiederkäuern die Giraffe und die meisten der Antilopen und von den Raubthieren ausser den Viverren, Mangusten und Hyänen vor allem die grossen Katzen (Löwe, Tiger, Parder, Jaguar und Cuguar). Ferner sind ihr die fruchtfressenden Fledermäuse eigenthümlich, sowie fast alle Thiere aus der Ordnung der Zahnlücker. Wo die Vegetation zu jeder Jahreszeit reiche Nahrung bietet, giebt es natürlich keine Nager, welche Futtermagazine anlegen, also keine Hamster, Feldmäuse und Lemminge. Grabende Nager, welche unterirdische Wohnungen besitzen, sind auf die Steppen beschränkt. — Von den Vögeln gehören namentlich die Papageien und Colibris zu den echt tropischen Typen; doch über-

schreiten sie viel häufiger die Grenzen des Hauptstockes der tropischen Fauna als die angeführten Säugethiere.

Nur ein tropischer Länderraum theilt diese Charakterzüge nicht, nämlich das nördliche Australien, wohin zwar die Palmen, nicht aber die Affen, die grossen Dickhäuter, die grossen Katzen und zahlreiche andere Thiere vorgedrungen sind.

A. Das indische Gebiet umfasst Vorder- und Hinterindien, das südliche China, sowie den Indischen Archipel bis zur Makassar-Strasse zwischen Borneo und Celebes. Hinsichtlich seiner Thierbevölkerung ist es wohl der reichste Theil der Erde; nur an Insecten und Vögeln wird es von Brasilien übertroffen. Ostindien hat Repräsentanten aus fast allen Familien Europa's, Nordasien's, Afrika's und Australien's, und zu diesen gesellen sich viele ihm ganz eigenthümliche Gattungen. In den meisten Fällen sind die ostindischen Formen grösser als die europäischen und nordasiatischen; nur wenige, wie Pferde und Hirsche, verhalten sich gerade umgekehrt. Auch ist die Färbung der Thiere eine viel glänzendere und besonders weit manigfaltigere als die ihrer nordischen Verwandten.

Indien's Wälder sind von zahllosen Affen belebt, und zwar finden sich hier ihre menschenähnlichsten Formen, die Orangs und Gibbons; sie spielen daher im indischen Volksglauben und in dem religiösen Cultus eine wichtige Rolle. Der merkwürdigste Affe ist der auf Borneo und Sumatra beschränkte Orang-Utan (Simia satyrus). Die Gattung der Gibbons (Hylobates, 10 Arten) geht von Bengalen bis Borneo und Java, und noch tiefer nach Vorderindien verbreitet ist die Gattung der Schlankaffen (Semnopithecus) und der Makakos (Inuus), deren Hauptsitz Vorderindien ist. Die Familie der Halbaffen ist nur durch 2 Gattungen mit wenigen Arten repräsentirt. — Zahlreich, nämlich durch mehr als 30 Gattungen vertreten ist die Ordnung der Flederthiere und zwar sowohl auf dem Continent wie auf den Inseln. Java allein zählt 37 Arten derselben. Die meisten Arten gehören zu den Gattungen Pteropus (Vampyr), Rhinolophus (Kammnase) und Vespertilio (Fledermaus). 6 Gattungen und fast alle Arten sind dem indischen Gebiete eigenthümlich.

Von den Insectenfressern ist nur die Familie der Spitzmäuse mit den für Indien charakteristischen Gattungen Cladobates, Hylomys und Gymnura und dem durch die Schifffahrt weit verschleppten Genus Sorex von Bedeutung. — Von hervorragender Wichtigkeit sind die Fleischfresser, welche 5 für Südasien eigenthümliche Gattungen aufweisen, nämlich Arctictis (Bärenmarder), Mydaus (Stinkdachs), Helictis, Paradoxurus (Roller) und Cynogale. Aus der Sippe der Bären ist Ursus labiatus in Vorderindien, U. malayanus in Hinterindien und auf

den Inseln, Arctictis Binturong nur auf Malakka, Sumatra und Java heimisch. Der Dachs wird durch die Gattung Mydaus ersetzt, welcher sich die Gattung Helictis eng anschliesst. Die Fischottern und Marder zeigen nur wenige Arten; statt der letzteren ist Südasien reich bedacht mit Viverren, einer Gattung, welche Südasien mit Afrika gemein hat. Von diesen beherrschen Viverra zibetha (die indische Zibethkatze) und V. rasse die Länderräume zwischen Nepal und den Philippinen, zwischen Sumatra und dem südlichen China. Ferner theilt sich Südasien mit Afrika in die Mangusten; auch ist eine Art der beiden Rüsselmangusten, der Crossarchus rubiginosus, in Vorderindien heimisch. Höchst charakteristisch für die indische Welt ist die in allen Theilen derselben beobachtete und in vielen Arten auftretende Gattung Paradoxurus. Auch an Hunden fehlt es nicht; nur Hinterindien soll seltsamer Weise derselben ganz entbehren. In Vorderindien begegnen wir einem Wolf (Canis pallipes), dem über Vorderasien bis Afrika gehenden Schakal, dem fuchsähnlichen Canis chrysurus und den rothen Wildhunden (besonders C. primaevus), von denen eine Abart, der Adjak (C. rutilans), auch auf Sumatra, Java und Borneo vorkommt. Von diesen rothen Wildhunden stammen jedenfalls die Hunderassen ab, welche in Indien, China, Japan, Australien, sowie auf den Inseln des Indischen und Stillen Oceans gehalten werden. Die gestreifte Hyäne wird in Hinterindien und auf den Sunda-Inseln vermisst, findet sich aber in ganz Vorderindien, von wo aus sich ihr Gebiet über Vorderasien bis nach Nordafrika erstreckt. Zu den 14 Katzen Indien's gehören die gewaltigsten Thiere der Erde. Der Löwe ist noch 1851 im Innern Vorderindien's gesehen worden, scheint aber jetzt ausgestorben zu sein [1]). Der auf Vorder- und Hinterindien beschränkte Parder wird auf den Sunda-Inseln durch Felis variegata ersetzt. Ausser dem Löwen und Parder hat Vorderindien noch den Karakal mit Afrika gemein. Der Stiefelluchs (Felis caligata) gelangt nicht über Vorderindien hinaus. Am weitesten verbreitet ist der Tiger, welcher vom 8. Grad s. Br. bis 53. Grad n. Br., d. i. von Sumatra und Java bis Südsibirien (Barnaul am Ob) getroffen wird. Haupt- und Stammsitz ist jedoch Vorderindien, wo er sich namentlich auf dem Plateau von Dekhan und in den Gangesniederungen noch in erschreckender Anzahl zeigt. In der Provinz Khandesch (Dekhan) allein wurden in fünf Jahren 1032 Tiger erlegt.

Die Hälfte der Nager sind Eich- und Flughörnchen; die Schläfer und Springer aber, die im nördlichen Asien so häufig sind, giebt es in Indien gar nicht, und die Familie der Wurfmäuse ist nur durch

[1]) Behm, Geographisches Jahrbuch. Bd. V (1874), S. 129.

zwei Rhizomys-Arten repräsentirt. Die Feldmäuse (Hypudaeus) entbehrt Indien gänzlich; dagegen werden von der Gattung Mus 12, von Meriones (Rennmaus) 3 Arten angeführt. Das Stachelschwein wird in ganz Vorderindien durch Hystrix hirsutirostris, anderwärts aber durch andere Arten vertreten. Die Zahl der Hasen ist eine geringe. — Von Zahnlückern ist nur die auch in Afrika heimische Gattung der Schuppenthiere (Manis) zu nennen.

Einhufer im wilden Zustande hat Südasien nicht; nur der Kulan dehnt bisweilen seine Streifzüge bis in die Steppen am Indus aus. — Unter den Dickhäutern nimmt der Elephant hinsichtlich seiner Grösse und Nutzbarkeit den ersten Rang ein; er geht vom Südrande des Himalaya durch die Waldungen Vorder- und Hinterindien's, sowie Südchina's bis Ceylon und Sumatra (auf Java kommt er wild nicht mehr vor). Der gezähmte Elephant verliert die Haare, während er als Waldthier dicht mit ihnen bedeckt ist. Das indische Nashorn bewohnt dieselben Räume; nur dringt es nach Osten sogar bis Java vor, wird jedoch auf den Inseln durch andere Arten ersetzt. Eine Gattung von Dickhäutern hat Südasien mit Südamerika gemein: den Tapir, dessen Gebiet hier vom Himalaya und südlichen China bis Sumatra reicht. Die Gattung der Schweine (5 bis 6 Arten) ist überall durch eine grosse Individuenzahl ausgezeichnet. — Unter den Wiederkäuern dominiren die Hirsche, von denen die Gruppen der Edel- und Axishirsche auf das nördliche Indien beschränkt sind; dagegen fehlen die Muntjakhirsche wohl keinem Theile. Selbst auf den Inseln finden sich noch 7 bis 8 Hirscharten. 3 Moschusthiere beleben die bewaldeten Bergregionen: Moschus meminna (Ceylon, Westghats), M. napu (Sumatra und Borneo) und M. kanchil (Java). 4 Arten von Antilopen durchschweifen grosse Räume Vorderindien's, während einige Arten auf den Inseln nur eng begrenzte Gebiete inne haben. Die Existenz wilder Schafe und Ziegen in Südasien darf bezweifelt werden. Von den Rindern sind hervorzuheben der Büffel, der sich von seinem Heimathlande Hindostan einerseits bis nach Nordafrika und Italien, andrerseits bis zu den Philippinen verbreitet hat, sowie das gemeine Rind (beide auch im wilden und verwilderten Zustande), der Gayal (Bos frontalis) und der Gaur (B. gaurus). Die beiden letzteren gehören wohl nur Vorder- und Hinterindien an.

Unter den Meeressäugethieren vermisst man die Robben gänzlich; einer der Delphine (Delphinus gangeticus) ist dadurch bemerkenswerth, dass er sich im Ganges aufhält.

Die Vogelfauna Indien's weist zahlreiche Vulturiden und Falconiden auf; hingegen sind die Sylviaden äusserst selten. Die essbare Nester bauenden Salanganen (Collocalia esculenta) kommen haupt-

sächlich auf dem indischen Archipel vor. Von den Klettervögeln haben die gravitätischen Nashornvögel ihren Hauptsitz in Vorderindien, schweifen jedoch bis in die Sundawelt und nach Afrika. Die Papageien sind in reicher Menge vorhanden; die Rüsselpapageien (Microglossa) sind ausschliesslich und das Geschlecht Paleornis vorwiegend indisch. Die hühnerartigen Vögel zeigen sowohl vicarirende, als auch eigenthümliche Formen; zu den letzteren zählen namentlich der gehörnte Satyr (Tragopan satyrus) in Nordindien und der schwanzlose Kluthahn (Gallus ecaudatus) in den Wäldern Ceylon's. Viele der Tauben sind mit glänzend grünem Gefieder geschmückt (Vinago aromatica, V. oxyura). Die Wadvögel sind durch die Trappen, Reiher, Störche, Kraniche, Ibise und Schnepfen vertreten, die Schwimmvögel neben den nordischen Geschlechtern durch die tropischen Typen Pelecanus (Pelican), Plotus (Schlangenhalsvogel), Phaethon (Tropikvogel).

Auch die Reptilienfauna ist ausserordentlich reich. Von den Sauriern sind insbesondere die indischen Gaviale (Gavialis gangeticus und G. tenuirostris), sowie der Meere und Flüsse bewohnende Crocodilus biporcatus, von Schlangen der getigerte Schlinger (Phyton tigris), viele Nattern (Coluber), der Dreieckkopf (Trigonocephalus), welcher die amerikanische Klapperschlange ersetzt, und die gefürchtete Brillenschlange (Naja) hervorzuheben.

Unter den Fischen walten die Cyprinoiden und Siluriden (mit der für Indien charakteristischen Gruppe Plotoses) vor. Besonders bemerkenswerth ist aber die Familie der Landkriecher (Chersobatae), welche oft die Ströme Indien's und Südchina's verlassen, um sich im Grase und selbst auf Sträuchern umherzutreiben.

Viele Schmetterlinge erregen durch Grösse und Farbenpracht, sowie durch barocke Formen (lang gestreckte Vorderflügel und leibabwärts gestreckte Hinterflügel) und Zeichnungen die Verwunderung des Europäers. Heuschreckenzüge verwüsten nicht selten das Land. Manche der weissen Ameisen (Termes) leben in kleinen, $^1/_6$ Meter hohen kegelförmigen Erdbauen; andere errichten ihr Nest im Mangobaum.

B. Das afrikanische Gebiet umfasst den ganzen Continent Afrika mit Ausnahme des Atlasgebietes; denn das Mittelmeer trennt in naturhistorischer Hinsicht den Nordrand Afrika's in viel geringerem Grade von Europa, als ihn die Sahara von dem Hauptstocke des afrikanischen Continents scheidet. Hingegen ist Arabien mit der syrischen Wüste noch der afrikanischen Provinz zuzuweisen. Die Fauna Afrika's ist mit der indischen am meisten verwandt, während sie sich von der südamerikanischen weit entfernt.

Mit Einschluss der Halbaffen ist wohl kein Erdtheil so reich an Vierhändern als Afrika. Von dem äquatorialen Theile, ihrem Haupt-

sitze, verringert sich ihre Artenzahl nach Norden und Süden, bis in Unterägypten und der Berberei nur noch eine Art, der Magot (Inuus ecaudatus), und im Caplande 2 Arten, eine Meerkatze (Cercopithecus Lalandii) und der Bärenpavian (Cynocephalus ursinus), gefunden werden. Sind auch die afrikanischen Arten von den asiatischen durchweg verschieden, so stehen doch die Gattungen einander sehr nahe. Auf die westlichen Aequatorialbezirke beschränkt ist die Untergattung Troglodytes (Gorilla, Schimpanse). Ferner sind im äquatorialen Westafrika die Meerkatzen (Cercopithecus) durch 17, die Stummelaffen (Colobus) durch 6 Arten vertreten; hierzu kommen noch 2 Paviane (Cynocephalus) und ein Makako (Inuus talapoin), sowie von den Halbaffen ein Perodicticus und 2 Ohraffen (besonders Otolicnus galago). Die Meerkatzen, Stummelaffen und Paviane sind echt afrikanische Typen. Viel geringer ist die Zahl der Affen in den übrigen Theilen Afrika's; so sind uns aus Südafrika nur 3 Meerkatzen, ein Pavian und 2 Ohraffen (Otolicnus) und aus den Nilländern nur 2 Meerkatzen, ein Stummelaffe, 3 Paviane und ein Ohraffe bekannt.

Unter den zahlreichen Fledermäusen ist allein die Gattung Rhinopoma (Klappnase) mit einer einzigen Art (Rh. microphyllum in den Nilländern) Afrika eigenthümlich. Von den übrigen Gattungen sind 2, Vespertilio (mit Inbegriff von Nycticejus) und Dysopes, über beide Erdhälften verbreitet (letztere nur über die tropischen Gebiete); 5 andere Gattungen (Pteropus, Megaderma, Rhinolophus, Nycteris und Taphozous) theilt Afrika mit anderen, zumeist tropischen Räumen der östlichen Halbkugel.

Auch zu den Insectenfressern gehören nicht wenige Arten. Der Igel (Erinaceus), der in Asien den Himalaya nicht überschreitet, dringt hier in dem E. frontalis bis zum Caplande vor; die Nilländer beherbergen 5 andere Arten. Die Spitzmäuse (Sorex) fehlen keinem Theile des afrikanischen Continents; hingegen ist das Wurfgeschlecht Chrysochloris (Goldmaulwurf, so genannt wegen der metallisch glänzenden Haarspitzen) nur südlich vom Wendekreise des Steinbocks zu treffen. — Da Afrika den Fleischfressern in den zahlreichen Affen, Nagern und Wiederkäuern eine reichliche Beute bietet, so sind auch diese in grosser Anzahl vorhanden. Die Bären, von denen man im Atlas und auf dem abessinischen Hochlande noch Spuren gefunden hat, werden im eigentlich tropischen Afrika gänzlich vermisst, ebenso die Marder, welche hier durch den Bandiltis (Rhabdogale mustelina) und den Ratel (Ratelus) ersetzt werden; ersterer geht von Südafrika bis Kleinasien, letzterer nur bis an den Südrand der Wüste. Fischottern wurden in Abessinien und in Südafrika beobachtet. Von den Viverrinen, welche hier ihren Hauptsitz haben, ist nur die Gattung Rhyzaena (Schnarr-

thier) dem afrikanischen Continent eigenthümlich; aus der Gattung Viverra (Zibeththier) durchschweift die Genettkatze ganz Afrika und gelangt selbst bis Südeuropa und Kleinasien, und zur Gattung Herpestes (Manguste) zählen gegen 15 Arten (unter ihnen auch der bekannte H. ichneumon), die vielfach nur wenig von einander abweichen. Von den Hunden ist die auf Südafrika beschränkte Gattung Otocyon (Löffelhund, wegen seiner grossen Ohren so genannt) Afrika eigenthümlich; für den Schakal (Canis aureus) stellt sich südlich vom Aequator der Capfuchs oder Cap'sche Schakal (C. mesomelas) ein. Die gefleckte Hyäne (Hyaena crocuta) ist von Südafrika bis zum Senegal und Kordofan verbreitet und vertritt hier die gestreifte Hyäne (H. striata) Nordafrika's und Südwestasien's. Die braune Hyäne (H. brunnea) gehört nur Südafrika an, ebenso die Zibethhyäne oder der Erdwolf (Proteles Lalandii), welch letzterer eine afrikanische Charakterform ist. Von den Katzen geht der Löwe, der hier unbestrittener König der Thiere ist, weil der Tiger fehlt, von einem Ende des Continents bis zum anderen, ja bis in das südwestliche Asien; ehemals war er selbst in Indien, Palästina, Syrien und auch in Griechenland heimisch, wo er jetzt jedoch längst ausgerottet ist. Der Parder (Leopard) bewohnt denselben Bereich wie der Löwe, dringt aber in Asien noch viel weiter vor als dieser, nämlich bis zum Taurus, Kaukasus, Hindukusch, Himalaya und in das Innere von Hinterindien. Ein fast ebenso grosses Gebiet beherrscht der Karakal. Der schlanke Gepard (Felis guttata) überschreitet nicht den Atlas und wird im südwestlichen Asien durch einen anderen Gepard (F. jubata) ersetzt. F. serval und F. caffra kommen nur in Südafrika vor; F. maniculata, die wilde Stammmutter unserer Hauskatze, hat Rüppell in Nubien und Kordofan entdeckt.

Mit Nagern ist Afrika reich bedacht. Der Wüsten- und Steppencharakter grosser Räume nöthigt viele derselben, sich bei Gefahr in unterirdische Baue zu flüchten und hier zugleich der Nahrung (Wurzeln und Zwiebeln) nachzuspüren, die ihnen die kahle Oberfläche nicht gewährt; daher dominiren hier im Gegensatz zu Südasien die grabenden Nager. Die an den Wald gebundenen Eichhörnchen sind vergleichsweise wenig zahlreich, am häufigsten noch in dem waldreichen äquatorialen Westafrika. Die Arten der Untergattung Xerus, welche dieser Provinz eigenthümlich ist und die Hälfte ihrer gesammten Hörnchen umfasst, leben zwar auch auf den Bäumen, graben sich jedoch auch Höhlen in den Boden, in welche sie sich zurückziehen, wenn sie Ruhe oder Schutz vor Gefahren suchen. Die Flughörnchen (Pteromys) sind bloss durch zwei Arten vertreten. Die Schläfer (Myoxus) finden sich nur im Caplande (3 Arten) und auf dem Sinai (M. melanurus). Ebenso begegnet man den Springern nur im nördlichsten und südlichsten

Theile dieses Faunengebietes, nämlich den Springmäusen (Gattungen Dipus und Scirtetes) in Nordafrika und Arabien, dem Springhasen (Pedetes caffer) in Südafrika. Wurfmäuse aus den Gattungen Bathyergus (Sandgräber) und Georhychus (Erdgräber) unterwühlen besonders in den trockenen, baumlosen Ebenen des südlichen Afrika's weithin den Boden; in Abessinien werden die genannten Gattungen durch das charakteristische Geschlecht Heterocephalus und 2 Arten von Rhizomys ersetzt. Das Geschlecht der Mäuse ist nirgends so reich an Arten und Gattungen wie im tropischen Afrika; nur die Gruppe der Feldmäuse (Hypudaeus), welche auch anderwärts unter den Tropen vermisst wird, fehlt hier ganz. Wie so häufig kleinere Thiere, so haben auch die meisten Arten der Gattung Mus einen engen Verbreitungsbezirk; doch trifft man die kosmopolitischen Arten Mus decumanus, M. rattus und M. musculus auch hier fast überall. Besonders merkwürdig sind die beiden südafrikanischen Dendromys-Arten, welche in Südafrika Gebüsche und Bäume bewohnen. Die grabenden Rennmäuse (Meriones) erreichen in den Steppen Afrika's ihr Maximum. Die Stelle des echten Hamsters nimmt in Westafrika der riesenhafte Cricetomys gambianus ein. Das gemeine Stachelschwein (Hystrix cristata) geht durch ganz Afrika, sowie durch Südeuropa und Südasien. Von Hasen sind aus den Ufergegenden des Rothen Meeres 3 und aus Südafrika 4 Arten bekannt.

Die Zahnlücker (Edentaten), welche in Südamerika eine hervorragende Rolle spielen, weisen in Afrika nur 2 Gattungen auf, von denen die eine, Orycteropus (Ameisenscharrer), Afrika eigenthümlich ist, während die andere, Manis (Schuppenthier), Afrika mit Südasien theilt. Beide Thiere sind in ganz Süd- und Mittelafrika heimisch und graben überall Höhlen.

Unter den Einhufern entsprechen die drei gestreiften afrikanischen Pferdearten den drei ungestreiften asiatischen; jene sind das Zebra (Equus zebra), Quagga (E. quagga) und Tigerpferd (E. festivus). Sämmtlich durchschweifen sie in Heerden Südafrika; das Zebra gelangt sogar bis zum 10. Grad n. Br., d. h. bis in die südlichen Provinzen Abessinien's.

Die Dickhäuter sind durch nicht weniger als 6 Gattungen vertreten. Der dem asiatischen Elephanten nahe stehende Elephas africanus ist von der Capcolonie, wo er jetzt allerdings fast ganz ausgerottet ist, bis an den Senegal und bis in das südliche Nubien, etwa bis zum 15., resp. 17. Grad n. Br. verbreitet. Von gleicher Ausdehnung ist der Wohnbezirk des in etwa 5 Arten erscheinenden Nashorns (Rhinoceros) und des in allen grossen Flüssen und Binnenseen hausenden Flusspferdes (auch Nilpferd, Hippopotamus amphibius). Das letztere drang ehemals im

Nil bis zum Mittelländischen Meere vor, ist jedoch jetzt in Aegypten ganz verschwunden und selbst im mittleren Nubien noch sehr selten; dagegen belebt es weiter im Süden oft in Schaaren die Nilgewässer. Von Wildschweinen findet sich an Stelle des gemeinen Wildschweines, das noch in Nordafrika vorkommt, im südöstlichen Theile des Continents das Maskenschwein (Sus larvatus); ausschliesslich afrikanisch ist die Gattung der Warzenschweine (Phacochoerus aethiopicus in Südafrika, Ph. Aeliani vom östlichen Abessinien bis zum Senegal). Auch die Gattung Hyrax (Klippendachs, 5 Arten), eine Mittelform zwischen den Dickhäutern und Nagern, ist auf diese Provinz beschränkt; der Klippendachs, ein flinkes, harmloses Thier, treibt sich truppweise auf den Felsen und in den Klüften der ostafrikanischen Gebirge (vom Caplande bis Aegypten) umher und sucht wahrscheinlich sogar die Höhen des Libanon auf.

Die Wiederkäuer Mittel- und Südafrika's gehören zu denselben Gattungen wie diejenigen Südasien's; nur fehlen hier die Hirsche, die noch in Nordafrika vereinzelt auftreten, während wiederum die Giraffe eine rein afrikanische Gattung ist. Durch Arabien, Syrien und das nördliche Afrika bis zum Sudan herab geht als Hausthier das gemeine Kameel (Camelus dromedarius); die vereinzelt im wilden Zustande angetroffenen Kameele sind stets entlaufene Individuen. Ein Bisamthier (Moschus aquaticus) wurde auf Sierra Leone beobachtet. Die Giraffe (Camelopardalis giraffa) ist auf dem ganzen Raume zwischen dem Caplande und dem 17. Grad n. Br. heimisch, namentlich auf den mit Buschwerk bewachsenen Steppen. Durch Arten- und Individuenreichthum ist die Antilope in hohem Masse ausgezeichnet. Es besitzen nämlich die Nilländer 16, Westafrika 17 und Südafrika 25 Arten Antilopen, und von diesen ist nur eine Art (A. strepsiceros) durch alle drei der genannten Räume verbreitet, während zwei andere (A. oreotragus und A. lunata) sowohl in Südafrika wie in den Nilländern vorkommen; die übrigen sind sämmtlich durch specifische Unterschiede von einander getrennt. Die meisten verweilen mit besonderer Vorliebe auf den Steppen und erscheinen oft in Heerden von vielen Tausenden. Von den grossen Kuhantilopen wird die Büffel-Antilope (A. bubalis) nur in Nordwestafrika wahrgenommen; hingegen überschreiten A. lunata, sowie die beiden Arten des Gnu (A. gnu im Caplande, A. gorgon oder der Kokon nördlich vom Oranje-Flusse) wohl nie gegen Nord hin den südlichen Wendekreis. Der Kokon zeigt sich bisweilen in Schaaren von 15—20 000 Stück, welche mehrere Stunden weit das Land bedecken. Einige Wildziegen bewohnen die Uferlandschaften des Rothen Meeres, nämlich Capra Walie die Hochgebirge von Abessinien und C. Beden die nördlichen Randgebiete zu beiden Seiten des Rothen

Meeres. Ein Wildschaf, Ovis tragelaphus (afrikanischer Muflon), findet sich in Nordafrika und geht in Nubien bis zum 18. Grad n. Br. nach Süden. Der Büffel wird in Südafrika und in Abessinien durch den Kafferochsen (Bos caffer) ersetzt.

Von den Seesäugethieren lebt ein Lamantin (Manatus senegalensis) an den Küsten Senegambien's, für welchen an der afrikanischen Ostküste der Dujong (Halicore cetacea) eintritt. Zahlreiche Delphine und der alle Meere durchwandernde Pottfisch nähern sich oft den Küsten Afrika's, und für den nördlichen Walfisch (Balaena mysticetus) stellt sich am Cap der Guten Hoffnung häufig der südliche Walfisch (B. australis) ein.

Unter den Raubvögeln ist der langbeinige Stelzengeier (Gypogeranus) die bezeichnendste Form, der wie die Laufvögel mit ausserordentlicher Schnelligkeit läuft und sich durch Vernichtung zahlreicher Schlangen nützlich macht. Eigenthümliche Geschlechter der Singvögel sind Buphaga (Madenhacker, weil er den Kameelen und Gazellen die Oestrus-Larven aus der Haut frisst), Ploceus, Euplectes und Brachonyx. Von den Klettervögeln sind hervorzuheben die zur Familie der Wendezeher gehörenden Gattungen Musophaga (Pisangfresser) und Corythaix (besonders C. persa, der Cap'sche Turako oder Helmkuckuck, dessen Kopf mit einer Federhaube geschmückt ist); unter den zahlreichen Kuckucken ist die vom Honige der Waldbienen sich nährende Gattung Indicator (Honigkuckuck) und unter den Bartvögeln die Gattung Pogonias (Schnurrvogel) bemerkenswerth. Zu den Charaktervögeln Afrika's zählen vor allem die zu Schaaren von 200 bis 300 Stück sich vereinigenden Perlhühner (Numida, 6 Arten) und der afrikanische Strauss (Struthio camelus), der zwar über diese ganze Provinz verbreitet ist, aber wahrscheinlich im südlichen Afrika, wo er auch am häufigsten ist, seine Heimath hat. In Fezzan und in der Berberei wird er seiner Federn wegen, die schon seit den ältesten Zeiten als Putz an Hüten getragen werden, in Ställen gehalten, da sich der Vogel im Freien die Federn meist abstösst. — Ausser diesen rein afrikanischen Typen trifft man in Afrika auch zahlreiche indische und nordische Geschlechter wieder. Eine bedeutende Artenzahl weisen namentlich folgende auch anderwärts vorkommende Gattungen in Hochafrika auf: Falco (Falke, 26 Arten), Strix (Eule, 6 Arten), Lanius (Würger, 20 Arten), Muscicapa (Fliegenschnäpper, 10 Arten), Corvus (Rabe, 7 Arten), Turdus (Drossel, 13 Arten), Motacilla (Bachstelze, 8 Arten), Hirundo (Tagschwalbe, 7 Arten), Alauda (Lerche, 7 Arten), Fringilla (Fink, 46 Arten), Certhia (Baumläufer, 18 Arten), Merops (Bienenfresser, 15 Arten), Cuculus (Kuckuck, 23 Arten), Psittacus (Papagei, 8 Arten), Alcedo (Eisvogel, 8 Arten), Tetrao (Waldhuhn, 9 Arten), Columba (Taube,

16 Arten), Sterna (Seeschwalbe, 6 Arten), Pelecanus (Pelican, 7 Arten) und Anas (Ente, 7 Arten).

Die Zahl der Reptilien ist viel geringer als in Indien. Die Landschildkröten stehen meist den indischen nahe. Das gemeine Krokodil (Crocodilus vulgaris) geht von den unteren Nilländern bis zum 15. Grad s. Br. Die afrikanischen Schlangen gehören meist zu den Gattungen Vipera (Viper), Elaps (Prunkadder), Naja (Brillenschlange), Tropidonotus (Kielnatter) und Coronella (Jachschlange). Unter den Batrachiern ist für Südafrika der schwanzlose Xenopus (Nagelfrosch) charakteristisch, welcher die Grösse des Grasfrosches erreicht.

Die Fische vereinigen in sich tropische und europäische Formen; entschieden vorwaltend sind die Cyprinoiden, der Labeo-Typus, die Cyprinodonten und Salmoniden. Im Nil und Senegal lebt der Zitterwels (Malapterurus electricus), welcher der Hand bei Berührung schwache galvanische Schläge ertheilt, und in Südafrika vertritt der Spirobranchus capensis, der die Flüsse zeitweilig verlässt, die Labyrinthodonten Südasien's.

Die Insectenfauna Afrika's ist zur Zeit noch wenig erforscht. Die Schmetterlingsformen sind den indischen verwandt. Eines der gefürchtetsten Insecten ist die Tsetse-Fliege (Glossina morsitans), deren Stich für fast alle Hausthiere tödtlich ist, indem diese nach demselben meist innerhalb eines Zeitraumes von 1 bis 12 Wochen an innerer Abzehrung sterben. Die von diesem Thiere bevölkerten Gebiete Südafrika's können also von den Eingeborenen nicht zur Viehzucht gebraucht werden. Auch die hügelbauenden Termiten, welche in verschiedenen Arten über die ganze heisse Zone verbreitet sind, werden dem Menschen höchst lästig, indem sie in die Gebäude eindringen und alles zerstören. In Vorderasien und Aegypten sind die Züge der Heuschrecken (Acridium aegyptiacum und A. tataricum) eine gewöhnliche Plage.

C. Die Insel Madagaskar besitzt hinsichtlich ihres Thierlebens soviel Eigenartiges, selbst von dem nahen Afrika sie scharf Sonderndes, dass ihr mit Recht der Rang einer selbstständigen zoologischen Provinz zuerkannt werden darf. Schon Geoffroy Saint-Hilaire bemerkte hierüber: „Hätte man Madagaskar nur nach seinen zoologischen Erzeugnissen und ohne Berücksichtigung seines Flächengehalts und seiner geographischen Lage seine Stelle anzuweisen, so dürfte man es nicht für eine zu Afrika gehörende Insel, sondern müsste es für einen eigenen Continent erklären, und derselbe würde in zoologischer Beziehung noch viel mehr von dem benachbarten Afrika als von dem fernen Ostindien abweichen."

Das Gesagte gilt in erster Linie von den Säugethieren, welche sich nicht nur specifisch, sondern fast durchgehends auch generisch

von denen aller übrigen Länder unterscheiden. In Südafrika findet man kaum eine einzige verwandte Gruppe, und nur in Ostindien (den indischen Archipel mit eingerechnet) trifft man einige hinsichtlich ihrer Organisation den Thieren Madagaskar's nahe stehende Gruppen. Es fehlen hier alle eigentlichen Affen; dafür aber ist es der Hauptsitz der Halbaffen, von denen nur wenige verwandte Formen, wie Otolicnus (Galago), in Süd- und Westafrika oder, wie Stenops (Lori) und Tarsius (Tarser), auf Ceylon und in der Sunda-Welt erscheinen. Madagaskar eigenthümlich sind die Gattungen Lichanotus, Habrocebus, Lemur (Maki, in 9 bis 10 Arten), Chirogaleus und Microcebus.

Die Fledermäuse sind fast durchweg von afrikanischem Typus; ihre Fähigkeit, über weite Meeresflächen hinwegzufliegen, gestattet die Annahme eines gegenseitigen Austausches. — Von Insectenfressern hat Madagaskar drei charakteristische Typen: Echinogale, Ericulus und Centetes; die beobachtete Spitzmaus ist mit Sorex indicus der Nilländer identisch. — Grössere Formen von Raubthieren entbehrt Madagaskar. Die Katzen werden nur durch eine Art (Felis madagascarensis), die Mangusten (Herpestes) durch mehrere Species, der westafrikanische Crossarchus obscurus durch C. Goudetii vertreten. Die Geschlechter Galidictis, Galidia, Eupleres, Cryptoprocta kommen nur auf Madagaskar vor. — Ausser einem Eichhörnchen vermissen wir alle Nager; die Wiederkäuer fehlen gänzlich. Von Schweinen ist nur das südafrikanische Maskenschwein (Sus larvatus) vorhanden.

Die übrigen Classen der Fauna Madagaskar's kennt man zur Zeit noch zu wenig. Die Vögel sind zum grossen Theil indische, australische und afrikanische Typen; doch finden sich solche mit kurzen oder selbst mittellangen Flügeln, die somit ihre Züge nicht über grosse Räume ausdehnen konnten, meist ausschliesslich auf dieser Insel. Auch ihre Reptilien und Insecten zeigen zum grossen Theil ein eigenthümliches Gepräge.

D. Das tropische Amerika dürfen wir in zoologischer Hinsicht bis zur nördlichen und südlichen Polargrenze der Affen rechnen. Es erstreckt sich demnach über die Landenge von Panama hinaus bis zu den beiden heissen Küstenstrichen, welche das Hochland von Guatemala und Mexico umsäumen, und zwar auf der Ostseite bis zum 30. Grad n. Br., auf der Westseite bis zum Wendekreise des Krebses. Das dazwischen liegende Hochland bis zum 16. Grad n. Br. ist dem nördlichen Amerika zuzuweisen. In Südamerika reicht dieses Faunengebiet etwa bis zum 30. Grad s. Br. Bei dem ausserordentlichen Wechsel des Bodenreliefs ändert natürlich auch die Fauna mehrfach ihren Charakter; namentlich unterscheidet sich die Thierwelt der Anden nicht unwesentlich von derjenigen des heissen und feuchten brasilia-

nischen Tieflandes. Aber auch nach den Längen- und Breitengraden ergeben sich erhebliche Differenzen in dem Charakter der Fauna.

Ueber die allmähliche Umgestaltung der Fauna auf den verschiedenen Höhenstufen der Anden von Peru verdanken wir J. J. v. Tschudi genauere Mittheilungen. Die fast regenlose Küstenregion besitzt nur ein sehr dürftiges Thierleben, nämlich einige Arten Beutelthiere und eine Cavia (Meerschweinchen). In den Thälern der westlichen Sierra (1300—3700 Meter Höhe) scheinen Hirsche die Oberhand zu haben; Bären sind selten; Papageien und Colibris überschreiten nicht den unteren Theil dieser Region. Die Hochgebirgsregion der westlichen Cordillere (am Westabhange bis 3700, am Ostabhange bis 4500 Meter Höhe herab) beherbergt bereits Lamas und mehrere Nager, deren eigentliches Heimathland die folgende Region ist. Die Punaregion (4500—3600 Meter hoch), d. h. die öde Hochfläche zwischen der Küsten- und Binnen-Cordillere, ist der Hauptwohnsitz des Lamas und Feld-Viscaches (Lagostomus), sowie der eingeführten Rinder, Pferde und Schafe. In den volkreichen, nach Ost sich öffnenden Thälern der östlichen Sierra (3600—2400 Meter hoch), die gleich den anderen bisher genannten Regionen waldlos sind, befinden sich nur wenige Thiere im Zustande der Freiheit: ein Stinkthier, ein Hund, einige Beutelratten, selten ein Reh. Auch die ostwärts sich herabsenkende obere Waldoder Cejaregion (2400—1500 Meter hoch) hat nur eine ärmliche Fauna; selten verirrt sich bis hier herauf eine Katzenart oder der Waldbär; nur die Nasua montana ist reichlicher vertreten. Hingegen entwickelt sich in der eigentlichen (unteren) Waldregion (1800—650 Meter hoch) ein ebenso reges Thierleben wie in dem benachbarten Brasilien.

Auch in den übrigen Theilen des tropischen Andengebietes hat man einen ähnlichen Wechsel der Fauna an den verschiedenen Stockwerken der Anden erkannt; die Thierwelt verliert mit zunehmender Höhe mehr und mehr ihren tropischen Charakter, und in gleichem Masse werden die Thiere der kälteren Zone häufiger. So begegnete d'Orbigny auf den Anden von Bolivia in 3000—4500 Meter Höhe fast allen Gattungen, zum Theil selbst den nämlichen Arten von Thieren, welche in dem Flachlande des nördlichen Patagonien vorkommen, so dass man, wenn es nicht an erschöpfenden Einzelbeobachtungen gebräche, völlig berechtigt wäre, das Andengebiet dem aussertropischen Südamerika zuzuweisen.

Im allgemeinen steht die tropische Fauna Amerika's derjenigen der Alten Welt an Reichthum und Manigfaltigkeit nicht nach. Zweierlei Merkmale der ersteren verdienen ganz besonders hervorgehoben zu werden: ein negatives, d. i. der Mangel an den mächtigen, colossalen Formen der Alten Welt, gegen welche die amerikanischen Typen viel-

fach wie schwächliche Repräsentanten erscheinen, und ein positives, nämlich die grosse Zahl der Baumthiere mit Kletterschwänzen. Das Maximum der Arten wird am Aequator erreicht; sie vermindern sich nach Norden und Süden und sind am wenigsten zahlreich auf den Inseln.

Die beiden in der Alten Welt heimischen Affenfamilien fehlen in Amerika gänzlich; an ihre Stelle tritt eine neue, von jener wesentlich verschiedene. Es sind dies die Breitnasen oder Platyrrhinae, welche sich ausser ihrer breiten Nasenscheidewand durch vermehrte Zahl der Zähne (36) und einen Greifschwanz auszeichnen. Zu ihnen gehören die Brüllaffen (Mycetes), welche sich zu grossen Schaaren vereinigen und des Morgens und Abends die Stille des Urwaldes durch ein fürchterliches Gebrüll unterbrechen, ferner die Wollaffen (Lagothrix), die Klammeraffen (Ateles), die kleinen zänkischen Rollschwanzaffen (Cebus), die nur nördlich vom Amazonas wohnenden Schweifaffen (Pithecia), die Nachtaffen (Nyctipithecus), deren grosse, runde Augen des Nachts leuchten, im Sonnenlichte aber blöde sind, die Springaffen (Callithrix) und die kleinen, zierlichen Seidenaffen (Hapale).

Die stumpfzähnigen, fruchtfressenden Fledermäuse (Chiroptera frugivora), sowie die Kammnasen werden gänzlich vermisst; hingegen durchschwirren die blutsaugenden Blattnasen (Phyllostoma, Glossophaga und die Desmodina) in entsetzlicher Menge die Lüfte. Ganze Viehbestände werden oft durch diese blutgierigen Tyrannen vernichtet. „Was kein Schrecken reissender Thiere, keine Drohung menschenfressender Urbewohner vermag, bewirkt die unaufhaltsam wiederkehrende Plage jener Blutsauger.“ Aus der Familie der Nachtschwirrer sind manche Gattungen Amerika eigenthümlich; andere hingegen, wie Vespertilio, Nycticejus, Dysopes und Emballonura, hat es mit der Alten Welt gemein.

Höchst seltsam ist es, dass die Insectenfresser, welche noch in Nordamerika in beträchtlicher Anzahl erscheinen, im tropischen Amerika gänzlich fehlen. Nur auf Hayti und Cuba findet sich ein Repräsentant derselben in der ganz eigenthümlichen Gattung Solenodon. — Unter den Fleischfressern entbehrt das tropische Amerika gänzlich der beiden Familien der Viverrinen (mit einziger Ausnahme des in den wärmeren Theilen Mexico's heimischen Katzenfretts, Bassaris astuta) und der Hyänen. Auch die Familie der Marder ist spärlich vertreten; hierher gehören nur eine Art von Mustela (Marder) auf dem Hochlande von Peru (M. agilis), einige Arten von Lutra (Fischotter), Pterura Sambachii, eine Mittelform zwischen Fischotter und Seeotter (nur in Guayana), mehrere Arten der auch im gemässigten Nord- und Südamerika verbreiteten Gattung Mephitis, sowie zwei Arten der für das tropische Amerika charakteristischen Gattung Galictis (G. vittata oder der Grison

und G. barbara oder die Hyrare). Die Familie der Bären ist gleichfalls weit weniger zahlreich als in der Alten Welt: ausser der Gattung Ursus, deren beide Arten (U. ornatus und U. frugilegus) auf die Anden beschränkt sind, trifft man die mit Nordamerika gemeinsame Gattung Procyon (P. cancrivorus, der Krabben-Waschbär, nur in der Osthälfte Südamerika's) und die Charaktergestalten des Cuati (Nasua socialis) und des Wickelbären (Cercoleptes caudivolvulus), welche beide die wärmeren Waldgebiete bis nach Mexico hin aufsuchen. Ebenso stehen die Hunde an Stärke und Zahl gegen diejenigen Nordamerika's und der Alten Welt zurück. Es giebt weder Wölfe, noch Schakals; der Canis jubatus, an Grösse dem Wolfe gleich, aber viel schwächer als dieser, geht von dem südlichen Brasilien bis in's nördliche Patagonien; C. cancrivorus, der wilde Stamm desjenigen Hundes, den die Bewohner der Antillen zur Zeit der Entdeckung Amerika's als Hausthier brauchten, der jedoch nicht bellen konnte, bewohnt das nordöstliche Südamerika, während der brasilianische Fuchs (C. Azarae) in jedem Theile Südamerika's vorkommt. Im Gegensatz zu den bisher angeführten Familien der Raubthiere ist das tropische Amerika sehr reich an Katzen. Der Cuguar (Puma, amerikanischer Löwe, Felis concolor) dehnt seine Streifzüge vom nördlichen Patagonien bis in die Mitte der Vereinigten Staaten, also vom 40. Grad s. Br. bis zum 40. Grad n. Br. aus. Nicht ganz so weit (nach Süden bis zum La Plata, nach Norden bis Mexico) dringt der Jaguar (Unze, brasilianischer Tiger, Felis onca), das gewaltigste Raubthier Amerika's, vor, welches überall hin von der Pardelkatze oder dem Ozelot (F. pardalis), einem schwächlichen Repräsentanten unseres Luchses, und dem Yaguarundi (F. yaguarundi) begleitet wird. Fünf andere Arten sind nur auf engere Bezirke beschränkt, nämlich Felis tigrina auf Guayana und Brasilien, F. macrura auf Brasilien und Peru, F. celidogaster auf Peru, F. strigilata und F. eyra auf Guayana, F. colocollo und F. Guigna auf Chile. Von den genannten Katzen steigen der Cuguar und Yaguarundi aus den heissesten Urwäldern bis zur Region des ewigen Schnees empor.

Durch seine Beutelthiere tritt das tropische Amerika in Beziehung zu Australien, aber in einen scharfen Gegensatz zu den tropischen Theilen der Alten Welt, denen diese Ordnung der Säugethiere gänzlich fehlt. Die beiden Gattungen, welche sich hier vorfinden, Didelphys (Beutelratte) und Chironectes (Schwimmbeutler), gehören Amerika ausschliesslich an. Die sehr zahlreich vorhandenen Beutelratten (Chironectes weist nur eine Art auf) greifen im Norden und im Süden über diese Zone hinaus, erreichen aber hier ihr Maximum.

Gross ist der Reichthum an Nagern, welche mit Ausnahme der kosmopolitischen Genera der Eichhörnchen und Hasen in lauter eigen-

thümlichen Gattungen erscheinen. Da der Boden fast überall mit Vegetation bedeckt ist, so sind die unterirdisch hausenden Nager im Vergleich zu den übrigen selten. Von den Hörnchen vermisst man sowohl die grabenden aus den nordamerikanischen Gattungen Tamias (Backenhörnchen), Spermophilus (Ziesel) und Arctomys (Murmelthier), als auch die Flughörnchen; doch sind gegen 10 Eichhörnchen aus den verschiedensten Waldgebieten Südamerika's (6 davon aus Brasilien) bekannt. Die heissen Regionen von Mexico besitzen zwei Springer aus den Gattungen Dipodomys und Macrocolus (D. Philippii, M. halticus). Zu der rein südamerikanischen Familie der Hasenmäuse zählen die beiden nur in den gemässigten und kalten Regionen der Anden vorkommenden Gattungen Eriomys und Lagidium. Die Schrotmäuse sind hier zahlreicher als in jeder anderen Thierprovinz: die Gattung Octodon trifft man nur auf den Anden, die Ferkelratten (Capromys) nur auf den grösseren Antillen, die Stachelratten meist auf der Ostseite des tropischen Amerika. Von den letzteren leben Loncheres und Dactylomys auf Bäumen, während sich Echinomys in Höhlen umhertreibt. Wurfmäuse suchen stets dürre Sand- und Lehmsteppen auf und sind daher hier sehr selten; die einzige Gattung Ctenomys ist nur durch 2 Arten repräsentirt. Sehr arm an Gattungen ist auch die Familie der Mäuse; die Renn-, Wühl- und Feldmäuse fehlen ganz, und auch die echten Mäuse (Mus) haben, wenn wir von den durch die europäische Schifffahrt eingeschleppten Arten (Mus decumanus, M. rattus, M. musculus) absehen, nur wenige Vertreter. Sie werden durch Akodon, Hesperomys (mit zahlreichen Arten), Holochilus und Drymomys ersetzt. Von den biberartigen Thieren erscheint der Myopotamus erst an den Südgrenzen dieser Thierprovinz. Die Stelle der erdwühlenden Stachelschweine der Alten Welt nehmen baumbewohnende ein: die Borstenschweine (Erethizon) und Greifstachler (Cercolabes, wegen ihres Greifschwanzes so genannt). Ein südamerikanischer Charaktertypus ist auch die Familie der Hufpfötler, die sich als Agutis (Dasyprocta) in zahlreichen, örtlich wechselnden Arten zeigen. Die Meerschweinchen (Cavia), zu denen sich noch die bis auf die Cordilleren gehende Gattung Cerodon gesellt, weisen besonders in dem östlichen Brasilien eine Menge Arten auf. Die grössten tropischen Nager, der Paka und das Wasserschwein (letzteres 1 Centner schwer, die häufigste Beute des Jaguars), reichen ostwärts der Anden von der Nordküste Südamerika's bis nach Paraguay. Im Gegensatz zu Nordamerika besitzt diese Thierprovinz nur einen Hasen, den Lepus brasiliensis.

Zu den Zahnlückern, die in der Alten Welt nur eine geringe Bedeutung erlangen, gehören in Südamerika zahlreiche und lauter eigenthümliche Formen; sie bilden also einen Hauptcharakterzug in der

Fauna dieses Gebietes. Unter den merkwürdigen Gestalten dieser Ordnung sind vor allem hervorzuheben das plumpe, unbeholfene, meist friedliche Faulthier (Bradypus in verschiedenen Arten vom südlichen Brasilien bis zur Honduras-Bay, Choloepus nur im nördlichen Theile von Südamerika), das sich durch einen langzottigen, dürren Pelz und lange Greifarme auszeichnet und dessen flaches, affenähnliches Gesicht eine gewisse Angst verräth, ferner das höhlengrabende, flinke, mit Gürteln gepanzerte Gürtelthier (Dasypus), welches nach Norden bis Mexico, nach Süden sogar bis zum 50. Breitengrade vordringt, und der langbehaarte, mit sehr verlängerter Schnauze versehene Ameisenfresser (Myrmecophaga), der ganz auf die heisse Region beschränkt ist.

An Hufthieren ist Südamerika sehr arm. Einhufer fehlen von Haus aus ganz (obwohl sie fossil in Nord- und Südamerika gefunden werden); denn die Heerden verwilderter Pferde in den Pampas sind europäischen Ursprunges. — Von den Dickhäutern hat diese Thierprovinz den Tapir (Tapirus suillus, der gemeine T., und T. villosus, der langhaarige T.) mit Indien gemein, während das Nabelschwein (Dicotyles torquatus und D. albirostris) einen Ersatz für das Schwein der Alten Welt gewährt. Der gemeine Tapir ist vom 12. Grad n. Br. bis Patagonien, der langhaarige Tapir nur über die kalten Regionen der Anden im nördlichen Südamerika verbreitet; die Nabelschweine gehen durch alle Theile dieses Faunengebietes. Der Elephant, von dem man 2 fossile Arten entdeckt hat, wird gegenwärtig gänzlich vermisst [1]). — Die Wiederkäuer sind durch zwei Gattungen, Auchenia und Cervus, vertreten. Auchenia (Lama) meidet die heissen Niederungen; sie bewohnt innerhalb der tropischen Zone nur die Alpenregion und steigt erst unter höheren Breiten in die Ebenen herab. Man unterscheidet vier Arten: zwei wildlebende (Guanako und Vicuña) und zwei nur als Hausthiere vorkommende (Lama und Pako). Das Guanako (Auchenia Huanaco) wird in jedem Theile der Anden angetroffen; das gemeine Lama (A. lama), das wichtigste Hausthier Südamerika's, ist auf der Hochfläche um den Titicaca-See am häufigsten und kräftigsten, gelangt jedoch nach Norden hin kaum bis in das mittlere Peru. Das Pako (A. Alpaco) und die Vicuña (A. vicunia) überschreiten nicht den Raum zwischen dem 20. und 10., resp. 5. ^{0} s. Br. Die verschiedenen Arten von Hirschen durchschweifen meist die heissen Waldgebiete; nur Cervus antisiensis verlässt gleich dem Lama nie die Alpenregionen.

[1]) Grössere Thiere sind weit mehr der Gefahr ausgesetzt, vernichtet zu werden, als kleinere. Sie besitzen nämlich keine so starke Zeugung; ferner ist ihnen eintretende Dürre viel gefährlicher, wenn sie Grasfresser sind, und endlich werden sie sicherer vom Menschen erlangt.

Von den Seesäugethieren sind die Robben (4 Arten der Gattung Otaria) auf die Westküste beschränkt; an der Ostküste werden dieselben durch einige Lamantins (Manatus) ersetzt. Ein Delphin (Delphinus amazonicus), der nur die süssen Gewässer aufsucht, ist im Amazonas und anderen Strömen bis an den Ostfuss der Anden beobachtet worden.

Die Vogelfauna Südamerika's zeigt eine Manigfaltigkeit der Gestalten, Farben und Stimmen, sowie einen Reichthum an Individuen wie kein anderer Theil der Erde. Der König der Vögel, der Condor, herrscht in den Anden, während der grosse Haubenadler (Harpyia destructor) und der Geierkönig (Sarcorhamphus papa) in dem heissen Tieflande ihren Sitz haben. Die Singvögel sind sehr häufig. Von den Sperlingsvögeln erreichen hier die zahlreichen, durch metallisch glänzendes Gefieder ausgezeichneten Colibris das Maximum ihrer Arten- und Individuenzahl; ebenso erfreuen die meisenartigen Manakins (Pipra) durch die brennenden Farben, welche bald diesen, bald jenen Theil ihres sonst schwarzen Körpers schmücken. Die wichtigsten Familien der südamerikanischen Klettervögel sind die zahlreichen, vorherrschend grün gefärbten Papageien und die Pfefferfresser oder Tukane (Rhamphastidae), welche vermittelst ihrer langen Schnäbel Eier und junge Vögel aus hohlen Baumstämmen hervorholen; neben den letzteren sind noch einige Eisvögel, z. B. der Plattschnabel (Todus) und der Sägeschnabel (Prionites) rein amerikanische Typen. Von den Hühnervögeln tritt die rein amerikanische Familie der Jakuhühner (Penelopidae) an Stelle der Tetraoniden und Phasianiden der Alten Welt, sowie Crypturus an Stelle der Rebhühner. Der einzige grosse Laufvogel ist der amerikanische Strauss (Rhea americana), welcher in kleinen Heerden die sandigen Campos Brasilien's oft pfeilschnell durchwandert. Aus der Ordnung der Sumpfvögel sind hervorzuheben der im hohen Grase der Campos sich versteckende, einen Meter hohe Seriema (Dicholophus), die Strausshühner (Palamedea), die Trompetenvögel (Psophia), der $1^1/_2$ Meter hohe amerikanische Riesenstorch (Mycteria americana), der grösste Wadvogel der Neuen Welt, und der rosenrothe Löffler (Platalea Ajaja). Die Wasservögel am Meere bieten wenig Auffallendes dar.

Ein so heisser und feuchter Erdraum wie Südamerika musste die Entwicklung einer reichen Fülle von Reptilien begünstigen. Von riesenhaften Dimensionen sind insbesondere einige Süsswasser- und Seeschildkröten (von den ersteren namentlich Podocnemis), zahlreiche Alligatoren aus den Gattungen Crocodilus und Champsa, unter denen der schwarze Kaiman (Ch. nigra) 8 bis 10 Meter lang wird, ferner die Panzereidechse (Thorictis), der 1 Meter lange Basilisk Guayana's, die für Amerika charakteristischen Riesenschlangen (vor allem Boa constrictor,

3 bis 5 Meter lang, und B. scytale oder Anaconda, 6 bis 10 Meter lang) und Klapperschlangen (Crotalus, in Südamerika speciell C. horridus, die Schauer-Klapperschlange), sowie die herrliche Korallenschlange (Elaps corallinus), von denen die beiden letzteren zu den Giftschlangen gehören. Auch die Lurche sind ausserordentlich reich an Formen und Individuen.

Die Fische sind vorwiegend Salmoniden, Siluriden und Labroiden; sehr charakteristisch sind namentlich die zahlreichen schlechtschmeckenden Panzerwelse. Die Gymnotida oder elektrischen Aale (Gymnotus, Carapus, Sternarchus) gefährden das Leben der die Furthen durchschreitenden Menschen und Thiere.

Die Zahl der pflanzenfressenden Insecten ist bei der üppigen Entfaltung der Vegetation eine verhältnissmässig grosse, nämlich eine neunmal so grosse als die Europa's. Besonders zahlreich sind die Schmetterlinge, deren Glanz und Farbenpracht ganz ihrem sonnigen Vaterlande entspricht, von den Käfern die Scarabeiden, Chrysomelinen und Cerambycinen, ferner die Ameisen, Wespen und Orthopteren. Von den letzteren sind namentlich bemerkenswerth Phasma gigas (Riesenstockschrecke), das längste ($^1/_3$ Meter lange) Insect, und die riesigen, mit ungleichen Kiefern ausgerüsteten Heuschrecken (Cerberodon Perty); doch erscheinen diese Orthopteren niemals in so mächtigen Schwärmen wie die Heuschrecken Afrika's und Arabien's, verheeren darum auch niemals in gleicher Weise wie diese das Land.

III. Die Provinzen der südlich gemässigten Zone.

A. Die Magalhães'sche Provinz oder das gemässigte Südamerika umfasst die Südspitze dieses Erdtheils vom 30. Grad s. Br.; an der Westseite, d. h. innerhalb der Anden, dürfte eigentlich die ganze alpine Region dieses Gebirges ihr zugerechnet werden, da diese nur wenige tropische Formen besitzt. Südlich vom 30. Breitengrade verschwinden zahlreiche tropische Thiere, so die Affen, Faulthiere, Blattnasen (Phyllostoma), Cuatis, Stachelratten, während andere immer seltener werden, bis am Rio Negro auch die letzten tropischen Typen vermisst werden. Hingegen taucht eine Anzahl neuer Formen auf. Verglichen mit der nordamerikanischen Thierprovinz steht sie hinsichtlich der Zahl und Grösse der Säugethiere bedeutend zurück, und zugleich ist ihr ein ganz anderer Charakter aufgeprägt. Die Armuth an Waldungen verscheucht zahlreiche Thiere, die durch ihre Lebensweise an den Wald gefesselt sind, und dies um so mehr, als das rauhe Klima der allein bewaldeten Westküste diesen Thieren ebenfalls feindlich entgegentritt. In den weit ausgedehnten Steppen walten naturgemäss die grabenden Nager vor; diese bilden überhaupt

den wichtigsten Bestandtheil der Thierbevölkerung dieser Provinz. Nach Süden verödet dieselbe mehr und mehr, und bei Cap Hoorn trifft man von Säugethieren nur noch einen Fuchs und eine Maus.

Die Affen gehen der Magalhães'schen Provinz ganz ab. — Die Fledermäuse sind wohl meist Eindringlinge aus der tropischen Zone und gehören den Gattungen Desmodus, Dysopes, Vespertilio u. a. an. — Insectenfresser sind hier ebenso wenig vorhanden wie im tropischen Südamerika; doch ist auch die Zahl der Raubthiere eine geringe. Der Ursus ornatus ist bis nach Chile verbreitet, und von Stinkthieren (Mephitis) wohnt M. patagonica im südlichen, M. suffocans im nördlichen Theile dieses Gebietes. Der Grison (Galictis vittata), welcher die wahrscheinlich fehlenden Marder ersetzt, schweift vom südlichen Brasilien bis in's nördliche Patagonien, und von Fischottern findet sich Lutra platensis am La Plata, L. chilensis in Chile und besonders auf dem Chonos-Archipel. Aus der Familie der Hunde hat die Magalhães'sche Provinz den Canis jubatus (bis an die Nordgrenze von Patagonien) und den brasilianischen Fuchs (C. Azarae, bis Cap Hoorn) mit dem Tropenlande Südamerika's gemein, während C. antarcticus (der antarktische Fuchs) auf die Falklandsinseln, C. magellanicus auf die Westküste Patagonien's und Chile's und C. fulvipes auf den Archipel von Chiloë beschränkt ist. Die Katzen weisen nur eine eigenthümliche Art, die Pampaskatze (Felis pajeros), auf; der Cuguar und der Yaguarundi dringen aus der tropischen Zone bis zum Rio Negro, der Jaguar bis zur Mündung des La Plata vor.

Die Beutelthiere, nur durch die Gattung Didelphys repräsentirt, überschreiten kaum die Nordgrenze Patagonien's und sind meist tropische Formen.

Unter den zahlreichen Nagern werden die Familien der Hörnchen, Schläfer und Springer gänzlich vermisst; die in Erdhöhlen lebenden Chinchillas (Wollmäuse), nämlich das kleine und grosse Chinchilla (Eriomys laniger und E. chinchilla), haben in den Gebirgen Chile's, Bolivia's und Peru's ihren Wohnsitz. Das erstere liefert das weichste und feinste aller Pelzwerke. Ferner gehören zu den Charaktertypen der Magalhães'schen Provinz das Berg-Viscache (Lagidium peruanum) auf den peru-bolivianischen und chilenischen Anden, sowie das nur auf den östlichen Tiefebenen zwischen dem 30. und 41. Breitengrade vorkommende Feld-Viscache (Lagostomus trichodactylus), das Hauptthier der Pampas (daher „Pampashase"). Das letztere unterwühlt den Boden der Art, dass Mann und Ross bisweilen in die Erde hinabsinken. Ferner sind vier Gattungen höhlengrabender Wurfmäuse auf den Cordilleren von Chile heimisch, nämlich Habrocoma, Schizodon, Psammoryctes und Octodon, von denen die drei erstgenannten Chile

eigenthümlich sind. Ebenso unterminiren die von dem südlichen Brasilien bis zur Magalhães-Strasse gehenden Wurfmäuse (Ctenomys torquatus und Ct. magellanicus) allenthalben das Land östlich der Anden. Die eigentlichen Mäuse und Feldmäuse giebt es zwar in der Magalhães'schen Provinz nicht; doch entschädigen diesen Mangel die charakteristische Gattung Reithrodon, ferner Holochilus und das in c. 20 Arten erscheinende Genus Hesperomys in reichstem Masse. Der Sumpfbiber oder Coypu (Myopotamus coypus) beherrscht auf der Ostseite das Land vom 24. bis 43., auf der Westseite vom 33. bis 48. Breitengrade; er hält sich wie der Biber meist in Höhlen am Wasser auf und schwimmt sehr gut. Das Flussschwein (Hydrochoerus capybara) und das patagonische Meerschweinchen, der Aperea (Cavia aperea), dringen aus der tropischen Zone bis über die La-Plata-Mündung nach Süden vor; dagegen sind der schnellfüssige Mara (Dolichotis patagonica), der treue Begleiter der Wüste und Stellvertreter unseres Hasen, und Cerodon Kingii auf dieses Faunengebiet beschränkt. Der einzige Hase, Lepus magellanicus, welchen man nur auf den Falklandsinseln beobachtet hat, stammt jedenfalls von unserem Kaninchen ab.

Unter den Zahnlückern weisen nur die Gürtelthiere eigenartige Formen auf. Hierher zählen mehrere Arten von Dasypus (Gürtelthier oder Armadill, bis 50 ° s. Br.), sowie der merkwürdige Chlamydophorus truncatus (Schildwurf), welcher sich nur bei Mendoza (unter 33 bis 34 ° n. Br.) vorfindet; der grosse Ameisenfresser ist ein Fremdling aus der tropischen Zone, der bis zum La Plata gelangt.

Von den Hufthieren fehlten ursprünglich alle Einhufer, da die Herkunft der wilden Pferde auf den Pampas von den eingeführten europäischen abzuleiten ist. Dickhäutern begegnet man allein in den Pampas, nämlich zwei Thieren aus der benachbarten tropischen Provinz: dem geringelten Nabelschwein (Dicotyles torquatus) und dem Tapir (Tapirus suillus). Ebenso stimmen die wenigen Wiederkäuer meist mit tropischen Formen überein, so das Guanako (im Norden nur auf den Anden, in Patagonien und im Feuerlande auch in der Ebene), die Vicuña (im nördlichen Chile) und das Lama (nur als Hausthier im Hochgebirge), sowie der auf der Ostseite der Anden hausende Guazuy (Cervus campestris). Unser Rind kommt gleich dem Pferde in verwildertem Zustande bisweilen in grossen Heerden vor.

Zahlreiche Robben und Wale besuchen die Küsten des gemässigten Südamerika, von den ersteren Leptonyx leopardinus, Cystophora proboscidea, der Seelöwe (Otaria jubata) und der Seebär (Otaria ursina), von den letzteren 6 Delphine, der alle Meere durchstreifende Pottfisch, der südliche Walfisch (Balaena australis), sowie der Schnabelwalfisch (B. boops), welcher mit dem der nördlichen Halbkugel identisch ist.

Die Vogelfauna verliert nach Süden hin mehr und mehr an Manigfaltigkeit. Unter den Raubvögeln sind bemerkenswerth der Condor, die Schleiereule (Strix perlata) und die seltsame Höhleneule, die in Höhlen wohnt und vor deren Eingängen wie eine Schildwache steht. Sperlingsvögel sind in reicher Anzahl vorhanden; hingegen sind die Klettervögel in einem von Wald so entblössten Lande naturgemäss sehr selten. Die Hühner sind durch die Gattungen Crypturus (Grashuhn) und Eudromia vertreten. Der amerikanische Strauss (Nandu, Rhea americana) wird im südlichen Patagonien durch einen anderen Strauss von kleinerer Gestalt (Rh. Darwini) ersetzt. Zu den Sumpfvögeln zählen die Regenpfeifer, Meerlerchen (Tringa), Seeelstern (Haematopus), Wasserläufer (Totanus) und der charakteristische Hirtenvogel (Palamedea chavaria), welcher mit Hühnern und Gänsen aufgezogen wird, die er dann gleich einem Hirtenhunde schützt und gegen Angriffe vertheidigt. Die Schwimmvögel sind besonders im Süden ausserordentlich zahlreich; namentlich erscheinen an den süssen Gewässern Enten (11 Arten), Taucher (Podiceps Rolandi), der schwarze Seerabe (Carbo cormoranus) und die antarktische Ente (Anas antarctica) in ungeheuren Schwärmen. Möven und Seeschwalben beleben die Gestade des Meeres.

Die Zahl der Reptilien ist im Vergleich zu Brasilien eine sehr geringe; das Feuerland und die Falklandsinseln entbehren derselben sogar gänzlich.

B. Die eigenthümlichste Thierwelt hat Australien sammt den ihm in zoologischer Hinsicht zugehörigen Inseln, d. h. sammt der ganzen nach Nordwesten hin gelegenen Inselflur bis Lombok und Celebes (vgl. Bd. I, S. 502. 519 f.). Alle hier vorkommenden Arten, fast alle Gattungen, ja die meisten Familien sind diesem Erdtheil eigenthümlich. Australien ist eine Welt für sich. Es besitzt keine Affen, also weder Schmalnasen noch Plattnasen, — keine Insectenfresser, also keine Spitzmäuse, keine Würfe, keine Igel, — ferner keine echten Raubthiere (zweifelhaft ist der Ursprung des Dingo, des einzigen Raubthieres von Australien), also weder Bären, noch Marder, noch Hunde, noch Hyänen, noch wilde Katzen, — auch keine Zahnlücker, somit keine Faulthiere, keine Gürtelthiere, keine Ameisenfresser, keine Schuppenthiere. Ebenso fehlen alle Einhufer, also wilde Pferde und Esel, — alle Dickhäuter, d. h. die Elephanten, Rhinocerose, Tapire, Flusspferde und Schweine, — sowie die Wiederkäuer, also die Kameele, Lamas, Hirsche, Ziegen, Schafe und Rinder, — kurz alle jene Typen von Vierfüssern, die in jedem andern Theile der Welt den Grundstock der Säugethierfauna bilden.

Welchen Thieren hat denn nun Australien eine gastliche Stätte

gewährt? In erster Linie den Beutelthieren; denn unter den 131 (nach Wallace 160) Arten Landthieren, die von Neuholland und Tasmanien bekannt sind, zählen 102 zu den Marsupialien. Die grosse Manigfaltigkeit, welche diese in ihren Formen darbieten, führt dahin, dass die durch sie verdrängten Ordnungen innerhalb der Sphäre der Beutelthiere selbst fast alle ihre Repräsentanten finden. So stehen die auf den Bäumen lebenden daumenfüssigen Phytophagen, nämlich Phalangista (Kusu), Petaurus (Flugbeutler) und Phascolarctos (Koala) den Affen und noch mehr den Halbaffen nahe. Die Insectenfresser sind durch Myrmecobius und Tarsipes, die Fleischfresser durch Thylacinus und Dasyurus vertreten; namentlich würgt Thylacinus wie ein Wolf unter den Schafheerden und wird deshalb von den Eingebornen als Tiger oder Hyäne bezeichnet. Die Kängurus erinnern durch die hufartigen Nägel an zwei Zehen der Hinterfüsse an die Hufthiere, sowie durch die eigenthümliche Zusammensetzung des Magens speciell an die Wiederkäuer. Ferner sind die Monotremen (Schnabelthiere) dem australischen Festlande eigenthümlich. Sie werden zwar gewöhnlich zu den Zahnlückern gerechnet, dürfen jedoch ebenso gut als Beutelthiere betrachtet werden, da sie sich nur unter dieser Form darstellen. Zu ihnen gehört das Wasserschnabelthier (Ornithorhynchus paradoxus), welches selbstgegrabene Erdgänge an den Flussufern des südöstlichen Australien bewohnt, und der Ameisenigel oder das Landschnabelthier (Tachyglossus), das im südlichen Australien und auf der Insel Tasmanien in Erdlöchern von Ameisen lebt, die es mit seiner klebrigen Zunge aufleckt.

Ausser den Beutelthieren begegnet man hier nur zwei Ordnungen der Landsäugethiere: den Fledermäusen und Nagern. Zu den ersteren zählen 5 Geschlechter (Pteropus, Rhinolophus, Nyctophilus, Vespertilio, Dysopes), welche meist mit denen der benachbarten, an Fledermäusen so reichen Sundawelt übereinstimmen, aus der sie sich vermöge ihrer ausserordentlichen Flugfertigkeit leicht hierher verbreiten konnten. — Von den vier Gattungen der Nager sind drei für Australien charakteristisch, nämlich Hydromys (Schwimmmaus, von der Gestalt und Lebensweise der Biber), Hapalotis und Pseudomys; die vierte Form aber ist das kosmopolitische Geschlecht Mus. Leichhardt erwähnt auch ein fliegendes Eichhorn (Petaurus sciureus?). — Ferner weist die Ordnung der Robben 3 Gattungen (Leptonyx, Cystophora und Otaria) und die der Fischsäugethiere 4 Gattungen (Halicore, Balaena, Physeter und Delphinus) auf.

Unter den Vögeln erscheinen neben manigfachen asiatischen und afrikanischen Typen zahlreiche eigenthümliche Formen. Sehr gering ist die Specieszahl der Raubvögel, von denen die Geier gänzlich fehlen und die Eulen sehr klein sind; nur die Milane, insbesondere

der kecke Milvus isurus, werden in grösserer Individuenzahl gefunden. Von den Singvögeln walten die honigsaugenden Vögel (Meliphagidae) vor, welche ihre Nahrung nur wenig mit den Schnäbeln kauen, sie vielmehr mit der langen, bürstenförmigen Zunge saugen oder lecken. Zu ihnen gehört selbst die Papageiengruppe Trichoglossus mit den kleinen grünen Loris. Höchst bemerkenswerth ist auch der Paradiesvogel oder Manuck Debata, d. i. Göttervogel (Paradisea). Die Klettervögel sind durch zahlreiche Papageien, insbesondere durch den schwarzen und weissen Kakadu, den Falkenkakadu, den Kanarienvogelpapagei etc., vertreten. Unter den Hühnern sind sehr charakteristisch die Megapodidae, welche in ihrem Bau den Hühnern, in ihrem Fluge den Rallen ähnlich sind und das Brutgeschäft in seltsamster Art vollziehen. Der bekannteste Laufvogel ist der Emu oder neuholländische Strauss (Dromaeus Novae Hollandiae). Von Hühnerstelzen (Sumpfvögeln) trifft man Trappe, Kraniche, Regenpfeifer, Ibis und Reiher, von den Schwimmvögeln schwarzflüglige Pelicane, einige schwarze Enten (Anas superciliosa und A. Novae Hollandiae), die Radjah-Ente, die Bogenente, zahlreiche Holz-, Krick- und Laufenten, sowie den schwarzen Schwan (Cygnus plutoneus).

Die Reptilien- und Fisch-Fauna Australien's ist noch wenig erforscht. Nach G r a y zählen zu den Reptilien 7 Schildkröten, 63 Saurier (darunter Krokodile, Leguane und die den Gürteleidechsen verwandten gepanzerten Centroblites), 20 Schlangen und 17 Batrachier (unter ihnen der blaue Laubfrosch Hyla cyanea).

Die Zahl der Insecten ist wegen der dürftigen Entwicklung der Vegetation weit geringer als in der Sundawelt, Indien oder Brasilien. Auch sie zeigen einen besonderen Habitus, obwohl es an Analogien mit Südasien und Südamerika, ja selbst mit Nordamerika und Europa nicht fehlt.

Was bedeuten diese eigenthümlichen Züge der Fauna Australien's? Was bedeutet vor allen Dingen der höchst auffallende Reichthum an Beutelthieren? In dieser Hinsicht hat uns die Geologie wichtige Aufschlüsse gegeben. Man hat nämlich in den miocänen und eocänen Ablagerungen Versteinerungen von Beutelthieren aus der amerikanischen Gattung Didelphys sowohl in Frankreich als auch in England gefunden. Zahlreiche eingeschwemmte Unterkiefer von Beutelthieren enthalten insbesondere die jüngsten Juraschichten von Purbeck in Dorsetshire. Jene Thiere standen einigen der heutigen australischen Beutelthiere sehr nahe, so den insecten- oder fleischfressenden Ameisenbeutlern (Myrmecobius) und Rauhschwänzen (Dasyurus) oder den von Früchten sich nährenden Hackenthieren (Hypsiprymnus). Ebenso sind im Dogger bei Stonesfield (Oxfordshire) fossile Beutelthiere entdeckt

worden, deren nächste lebende Repräsentanten in den australischen Gattungen der Ameisenbeutler und Rauhschwänze gesucht werden müssen. Wir können daher von Australien sagen, dass seine Fauna ganz und gar einen paläontologischen, mindestens tertiären Anstrich habe, dass sie, geologisch gesprochen, einen versteinerungswürdigen Charakter an sich trage. Es beherbergt veraltete Trachten, welche die Natur nur auf einer so einsam gelegenen Weltinsel aufzubewahren vermochte. Wir schliessen hieraus, dass Australien vielleicht vom jurassischen Zeitalter an bis zum Beginn der Tertiärzeit mit dem grossen continentalen Ländergebiete der Alten Welt verbunden war, dass hingegen während der Tertiärzeit eine Trennung bei der Makassar-Strasse eintrat, welche den ferneren Austausch der Arten verhinderte, während derselbe wegen des Länderzusammenhanges wenigstens innerhalb der nördlichen Hemisphäre noch fort und fort möglich war.

VIII. Die Lehre von der Einheit der Schöpfungsmittelpunkte.

Wie für die Pflanzen, so nehmen wir auch für die Thiere an, dass sich jedes von einem bestimmten Punkte, seinem Schöpfungsheerde, aus verbreitete, bis irgend welche Schranken seiner Wanderung ein Ziel setzten. Es ist nun die Frage, ob sich diese Hypothese überall mit den Thatsachen in Einklang bringen lässt.

Zunächst vermag uns erst diese Hypothese zu erklären, warum die Faunen gewisser Länderräume, z. B. Madagascar's und Australien's, fort und fort ihre Selbstständigkeit bewahrt haben. Im Laufe der verschiedenen geologischen Zeitalter traten an die Stelle der älteren Typen neue, kräftigere und verdrängten die ersteren; natürlich konnte dies im allgemeinen nur da geschehen, wo der Länderzusammenhang nicht zerrissen wurde. Wo hingegen Meerestheile einen natürlichen Schutz gegen die neueren Eindringlinge gewährten, da behauptete die ältere Fauna das Feld. Madagascar's Fauna und Flora wären längst afrikanisch geworden, wenn diese Insel seit längerer Zeit mit Afrika durch eine Landbrücke verknüpft gewesen wäre. Ebenso würde Australien's Thier- und Pflanzenwelt sicher grösstentheils verschwunden sein, wenn die alte tertiäre Verbindung nicht gelöst worden wäre.

Die Geologie belehrt uns ferner, dass einst ein nordatlantischer Zusammenhang zwischen Amerika und Europa bestand. Damals war die Fauna beider Gebiete unzweifelhaft nahezu dieselbe. Sobald jedoch das atlantische Thal die beiden Welten völlig von einander schied, gingen die Faunen beider Gebiete in ihrer Entwicklung ihre eigenen Wege. Nur im hohen Norden, wo die winterliche Eisbedeckung später und zum Theil bis auf die Gegenwart alljährlich eine Ueberbrückung des Oceans schuf, konnte auch fernerhin noch ein gegenseitiger Austausch stattfinden. Deshalb ist die Thierwelt unter allen Meridianen rings um den Pol dieselbe; nach Süden zu aber tritt eine bedeutende Differenzirung ein. Hier zeigt sich klar, von welcher Wichtigkeit geologische Vorgänge für die Gesittung der Menschheit sein können; denn

Amerika entbehrte in Folge dessen bis zur Ankunft der Europäer aller jener Thiere, welche als Hausthiere den Bewohnern der Alten Welt von unberechenbarem Werthe sein mussten, z. B. des Schafes, der Ziege, des Schweines, des Rindes, welches letztere der Bison keineswegs zu ersetzen vermag. Ferner vermissen wir dort die Equineen, also Zebra, Esel, Pferd (letzteres nur fossil in Amerika), und das auf die Anden beschränkte Lama steht in seiner Leistungsfähigkeit weit hinter dem Kameel zurück.

Ist die Hypothese richtig, dass sich die Thiere von gewissen Centren aus verbreitet haben, so müssen auf Inseln, die nicht Trümmer von Festländern sind, also auf Inselvulcanen und Koralleninseln, alle diejenigen Thiere von Haus aus fehlen, welche nicht über grössere Meerestheile wandern können. Auch dies hat sich fast überall bestätigt, wie in dem Abschnitt „Die Thier- und Pflanzenwelt der Inseln“ (Bd. I, S. 507 ff.) dargelegt worden ist.

Freilich lassen sich auch Thatsachen anführen, welche der Hypothese von einheitlichen Schöpfungscentren ernste Schwierigkeiten bereiten. Es tauchen nämlich bisweilen Thiere in zwei oder mehr isolirten Bezirken auf, während man in Räumen zwischen denselben vergeblich nach ihnen forscht. Derartige Beispiele sind zwar nicht sehr zahlreich; ihre Erklärung ist aber meist um so schwieriger, als betreffs der meisten Thiere eine Verbreitungsart wegfällt, durch welche sich das sporadische Auftreten der Gewächse in fernen Gegenden in vielen Fällen leicht rechtfertigen lässt: der Transport durch Vögel, die den Pflanzensamen häufig an den Füssen mit forttragen oder ihn unverdaut aus dem Magen ausscheiden.

Zu jenen räthselhaften Thatsachen gehören folgende: Die meisten Formen der Insecten, welche auf dem Plateau der Nilagiris beobachtet werden, zählen zu europäischen Familien und Geschlechtern; manche sind sogar mit europäischen Species identisch, wie Coccinella septempunctata (Sonnenkäfer mit sieben Punkten), Vanessa cardui (Distelfalter), Polyommatus baeticus (andalusischer Argusfalter), Colias palaeno, Lithosia pulchella, während sich an den Abhängen des Gebirges rein indische Formen finden [1]). Höchst merkwürdig ist ferner das sporadische Erscheinen von Insecten, deren Weibchen flügellos sind und die zum Theil niemals den Sack verlassen, welchen ihre Raupen aus Pflanzenstoffen herstellten; dies gilt z. B. von den Psychiden, Oiketicus und allen anderen Sackträger-Gattungen [2]). Geheimnissvoll sind auch die an Afrika erinnernden Züge der Fauna von Celebes. Von den seltsamen

[1]) Ludwig K. Schmarda, Die geographische Verbreitung der Thiere. Bd. I, S. 71. 162 f.

[2]) Gabriel Koch im Ausland 1871, S. 684.

Gestalten derselben sind besonders zu erwähnen ein pavianartiger Affe (Cynopithecus nigrescens), ein antilopenartiges Rind (Anoa depressicornis oder Sapi-utan) und der mit dem afrikanischen Warzenschwein verwandte Babirussa. Die eigenthümlichste Thatsache dieser Art aber ist vielleicht die, dass der Tapir Sumatra's und Hinterindien's mit dem Tapir Südamerika's zwar nicht identisch ist, ihm aber ausserordentlich nahe steht, obwohl er in den weiten Räumen zwischen den Sunda-Inseln und Südamerika überall fehlt.

Schmarda gelangt auf Grund ähnlicher Thatsachen zu der Ansicht: „Bei weit verbreiteten, durch grosse Länderstrecken getrennten Thieren muss man nothwendig mehrere Schöpfungsmittelpunkte annehmen“ [1]). Indessen sind gegen diese Hypothese ebenfalls verschiedene Bedenken zu erheben. Sie stört zunächst die Einheit des Schöpfungswerkes, indem hierbei willkürlich ein, zwei, drei oder noch mehr Ausgangspunkte für die einzelnen Thiere gefordert werden. Vor allen Dingen aber hemmt sie den frischen Trieb zur Forschung, indem sie sich gleichgiltig verhält gegenüber den verborgenen Pfaden, auf denen sich das Thierleben einst verbreitet hat. Bevor man zu einer so bequemen Hypothese greift, sollte man erst mit allen Mitteln es versuchen, wie dies die Anhänger der Einheit der Schöpfungscentren thun, jene Räthsel durch gründliche Studien über die Wanderungen der Thiere zu lösen. In dem obigen Sinne ist die Annahme mehrerer Schöpfungsheerde eine schädlich wirkende („bad working“) Hypothese.

Schmarda [2]) selbst liefert uns übrigens Belege, welche recht geeignet sind, das räthselhafte sporadische Auftreten mancher Thiere zu erläutern. So war der Wolf zu Olaus Magnus' Zeiten (1535) in Schweden sehr häufig, vor Linné (um's Jahr 1735) sehr selten, während er jetzt wieder in grösserer Anzahl vorhanden ist. Hieraus geht hervor, dass Thiere oft in kurzen Zeiträumen und scheinbar ohne besondere Veranlassung ihre Verbreitungssphäre erweitern oder verengern. Erlischt auf diese Weise eine Art in der centralen Zone ihres Gebietes, so ist der räthselhafte Fall des sporadischen Auftauchens gewisser Formen gegeben. Vespertilio noctua, die grösste schwedische Fledermaus, war zu Linné's Zeiten in Skandinavien unbekannt; Retzius erst berichtet uns (etwa 1825) von ihrem Auftauchen in Südschweden. Als man hierauf die Kirche zu Lund renovirte, fand man alte Knochen und Skelete von Fledermäusen, welche meistens der V. noctua angehörten und zum Theil mindestens 700 Jahre alt waren. Somit ist diese Art früher häufig gewesen, dann verschwunden und hierauf

[1]) Ludwig K. Schmarda, l. c. Bd. I, S. 66 f.
[2]) l. c. Bd. I, S. 200.

wiedergekommen. Ebenso war Motacilla alba (die weisse Bachstelze) vor 30 Jahren in Schweden sehr häufig, worauf sie längere Zeit vermisst, dann aber auf's neue wieder beobachtet wurde.

Das plötzliche Erscheinen von Thieren an Stellen, wo sie ehemals fehlten, ist in neuerer Zeit wiederholt wahrgenommen worden. So ist unser Distelfalter (Vanessa cardui) vom nördlichen Schweden bis zum Vorgebirge der Guten Hoffnung, sowie in verschiedenen Theilen Asien's, Neuholland's, Nord- und Südamerika's angetroffen worden. Ferdinand v. Hochstetter[1]) sagt von ihm, dass er ihn selbst in allen fünf Welttheilen gefangen habe. Er dringt also vielfach in Erdräume vor, in denen er seinem Colorit und seinem Kleiderschnitt nach ein Fremdling ist. Gabriel Koch kann sich diese weite Verbreitung nicht anders erklären als durch eine Pluralität der Schöpfungsheerde[2]). Da jedoch, wie Koch selbst anführt, die Raupe des Distelfalters überall fast nur auf Disteln lebt, die Distel aber erst um 1769 Südamerika erreicht hat (vgl. S. 585), so ist der Distelfalter höchst wahrscheinlich auch erst nach dieser Zeit dort heimisch geworden. Ebenso leicht aber wie den Atlantischen Ocean konnte er auch die übrigen Weltmeere überschreiten.

Ein ausserordentlich grosses, theilweise sehr zerstücktes Terrain beherrscht auch der Windenschwärmer (Sphinx convolvuli); denn er geht vom nördlichen Frankreich bis nach Polynesien. Dies befremdet uns wenig, da dieser Schmetterling in hohem Grade wanderungsfähig ist; flog doch eine verwandte Art, der Todtenkopf (Acherontia Atropos), auf ein Schiff zwischen England und Westindien, welches 250 geogr. Meilen von jedem Lande entfernt war[3])! Sphinx convolvuli selbst wurde einmal am Bord des Indienfahrers „Hotspur" unter 12° 9′ n. Br. und 21° 17′ w. L. v. Gr., also 75 geogr. Meilen vom nächsten Küstenpunkte Afrika's und über 50 geogr. Meilen von den Capverdischen Inseln gefangen. Ebenso besuchte dieses Schiff auf seiner Heimfahrt ein Todtenkopf unter 40° 29′ n. Br. und 15° w. L. v. Gr., als es vom nächsten Lande (Portugal) noch 65 geogr. Meilen (zwei Drittel des Abstandes der Insel Madeira von Afrika) entfernt war[4]).

Sehr oft ist die Wanderung der Thiere streng abhängig von der Verbreitung gewisser Culturgewächse, welche gleichsam die Lockspeise für sie sind. So ist der Kreuzschnabel dem Apfelbaum nach England, das Rebhuhn dem Kornbau nach Schottland gefolgt. Der Haussper-

[1]) Neuseeland. Stuttgart 1863. S. 435.
[2]) Ausland 1871, S. 683 f.
[3]) Guilding im Zool. Journ. 1828, p. 403.
[4]) Sir Charles Lyell, Principles of Geology. 12th ed. London 1875. Vol. II, p. 384.

ling (Pyrgita domestica), welcher ursprünglich nur die Gestade des Mittelmeeres bewohnte, kam mit der Weizen- und Gerstencultur der römischen Colonisten nach Deutschland; später gelangte er mit dem Getreidebau nach Norwegen bis zum 70. Grad n. Br. und in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts nach Sibirien, wo er in dem unangebauten östlichsten Theile noch fehlt. Der Reisläufer ist in Cuba heimisch, geht aber seit der Einführung der Reiscultur in grossen Schaaren nach Nordcarolina [1]). Das sporadische Auftreten namentlich kleinerer fliegender Thiere mag nicht selten durch das sprungweise Vorrücken mancher Culturgewächse veranlasst sein. Im übrigen dürfte hier auch manches von dem zu beachten sein, was oben (vgl. S. 608 ff.) bereits über die Mittel gesagt wurde, mit deren Hilfe sich die Thiere vielfach verbreiten.

Welche tiefgreifenden und seltsamen Wandelungen sich noch heute fort und fort in der Verbreitung mancher Thiere vollziehen, das lehren uns am deutlichsten die merkwürdigen Wanderungen der Ratte.

Europa ist nach einander von mehreren Rattenhorden heimgesucht worden. Zuerst erschien angeblich die gothische Ratte, nach ihr die vandalische, später die hunnische; jede vertilgte die sesshafte Urbevölkerung ihres Geschlechtes, so dass die schwächere Race vor der stärkeren wich, bis diese allmählich in dem neuen Capua verweichlichte und einem späteren Eroberer unterlag. In Grossbritannien begann nach der Thronbesteigung des Hauses Hannover eine schwarze Ratte, die sich schon längst Frankreich erobert hatte und deshalb als normännische oder Whigratte bezeichnet wurde, die alte braune angelsächsische oder Toryratte zu vertreiben. Noch dauert dieser Kampf in Grossbritannien fort, während auf dem Festlande bereits die normännische Ratte vor einer centralasiatischen Horde (Mus decumanus) mehr und mehr verschwindet, die im Jahre 1727 über die Wolga setzte und die man in Paris die russische oder die tatarische nannte. Erst 1809 kam sie nach der Schweiz, wo sie auch heute noch nicht zahlreich vertreten ist. Doch hat sie schon seit 1775 in Nordamerika festen Fuss gefasst. Jetzt ist sie auch nach Centralamerika und Peru vorgedrungen. Es ist ganz klar, dass jede neue Wanderhorde den einheimischen Ratten überlegen sein musste, sonst hätte sie diese nicht verdrängen können.

Die Ratte ist ein äusserst reiselustiges Thier und verbreitet sich gern nach allen Himmelsstrichen. Namentlich besitzt sie eine Vorliebe für Seereisen, auch wenn sie sich nach einer anderen Hemisphäre erstrecken sollten. Diese Reisen gehen oft bis Calcutta und wieder

[1]) Ludwig K. Schmarda, l. c. Bd. I, S. 201. 206.

zurück, und der Rattenfänger am Bord eines Indienfahrers fängt bisweilen 500 Stück auf einer einzigen solchen Reise. Unter diesen Thieren mag es manches geben, das die Welt öfters umsegelt hat als James Cook. Wohin die europäisch-asiatischen Arten bis jetzt gelangt sind, da sind die einheimischen Ratten vor ihnen gewichen, und bekannt ist Gomara's lebendige Schilderung ihres ersten Auftretens in Amerika und namentlich in Peru, wohin sie mit Vicekönig Blasco Nuñez (1544) kamen. Die Maori auf Neuseeland sehen in dem Aussterben der polynesischen Ratte (Kiore), welche sie selbst bei ihrer Wanderung nach den Inseln mitgebracht hatten und die von der schwarzen normännischen Ratte der Engländer vernichtet wird, ein trauriges Vorzeichen ihres eigenen unabwendbaren Racentodes.

Derartige Racenkriege zeigen deutlich, dass oft merkwürdige, ja geheimnissvolle Vorgänge die Verbreitung der Thiere beherrschen. Grosse, zusammenhängende Verbreitungsgebiete werden bisweilen auf diese Weise zerrissen, und wenn sich solche Vorgänge der Beobachtung des Menschen entzogen haben, so wird man leicht zu der trügerischen Annahme einer Pluralität der Schöpfungsheerde verleitet.

Insbesondere dürfen wir die Lösung verschiedener thiergeographischer Probleme von der Geologie und Paläontologie erwarten. Je mehr Aufschlüsse uns diese beiden Wissenschaften über die frühere Gestaltung der Länderräume wie über ihre ehemalige Thierwelt bringen, um so mehr werden wir uns des Zusammenhangs bewusst werden, welcher zwischen isolirten Gebieten mit verwandter Fauna in früheren Perioden bestand; um so klarer werden wir erkennen, dass die gegenwärtige Vertheilung des Thierlebens die naturgemässe Weiterentwicklung der geologischen Vergangenheit ist. Die Forderung einheitlicher Verbreitungsmittelpunkte erscheint uns um so gerechtfertigter, als auch für das Menschengeschlecht nur ein Schöpfungsheerd angenommen werden darf[1]).

[1]) Vgl. hierzu Oscar Peschel, Völkerkunde. 4. Aufl. Leipzig 1877. S. 28—36.

Register.

Aachen I, 315. 327. II, 294. 306. 519.
Aale, elektrische II, 646.
Aalsœ I, 381.
Aar II, 370. 384. 413. 439. 441.
Aargletscher II, 341. 344. 345. 348. 353.
Aarthal II, 359.
Abai II, 400 f.
Abbot I, 361. II, 392 (Nota 1). 420. 423 (Nota 4).
Aberdeen II, 277.
Abessinien II, 565. 633. 635. 636.
Abich: Flammenerscheinungen am Vesuv I, 221.
— Vulcan Tandurek I, 234.
— Schlammvulcane im Gebiete des Kaukasus II, 311 (Nota 1).
— keine Eiszeit im Kaukasus II, 361.
Abietineen II, 546.
Ablenkung des Bleilothes von der Verticalen I, 173 ff.
— der meridionalen Meeres- und Luftströmungen durch die Rotation der Erde II, 102 f. 214. 225. 226. 235.
Åbo I, 382.
Abplattung der Erde: Messung ihrer Grösse I, 150 f. 153 ff. Theoretische Ableitung des Abplattungswerthes I, 279 f. A. d. E. kein sicherer Beweis für die ehemalige Gluthflüssigkeit der Erde I, 281.
Abruzzen II, 620.
Absorption der Sonnenwärme durch Luft, Land und Meer II, 156—158.
Abu-Arich II, 195.
Abukir I, 372. II, 416.
Acacia II, 537. 560. 562. 564. 565. 566. 568. 585. 586. 589.
— acanthocarpa II, 537.
— arabica II, 560.
— cavenia II, 585. 586.
— detinens II, 566.
— farnesiana II, 560.
— Giraffae II, 566.
— heterophylla II, 589.
— horrida II, 567.
— serissa II, 560.
Acalypha rubra I, 526.
Acayutla, Bay von I, 228.
Acer s. Ahorn.
— opulifolium II, 603.
Aceratherium I, 333.
Achäne II, 595.
Acherontia Atropos II, 656.
Acineta Humboldtii II, 541.
Aconcagua, Vulcan I, 232. 240.
Aconitum napellus II, 523.
Acosta, Joseph I, 523, Nota 1.
Acridium aegyptiacum II, 638.
— tataricum II, 638.
Actaeonella I, 326.
Adacna vitrea II, 321.
Adam von Bremen II, 371, Nota 1.
Adams I, 50.
Adamsbrücke I, 370. 505.
Adanson II, 528.
Adansonia digitata II, 528. 537. 564.
Adda II, 441.
Adda-Gletscher in der Eiszeit II, 359.
Adelaide II, 268.
Adhémar'sche Hypothese II, 143—151.
Adjak II, 630.

Adriatisches Meer I, 375 ff. II, 30. 106.
Aegäisches Meer II, 103.
Aegina I, 203.
Aegos Potamos, Meteoritenfall am I, 107.
Aegypten (Geologisches:) I, 143. 260. 328. 450. 451. 454. (Meteorologisches:) II, 157. 187. 267. 387. 398. 400 f. 437. (Biologisches:) II, 499. 563. 564. 605. 620. 621. 633. 638.
Aeolische Inseln I, 203.
Aequator, magnetischer II, 463 f.
Aequatoriale Gegenströmung des Atlantischen Oceans II, 8. 56. 57 f. 87. 89 f., des Grossen Oceans II, 75. 91, des Indischen Oceans II, 79.
Aequatoriale Luftströmungen II, 222 ff. 227 ff. 256.
Aequatoriale Regenzone II, 260 f.
Aequatorialströmungen des Atlantischen Oceans II, 56 f. 74. 87 f. 419, des Grossen Oceans II, 75. 77. 90, des Indischen Oceans II, 79. 91. Die Ursache der Aequ.-Str. II, 82—91.
Aequinoctien II, 139.
Aërolithe s. Meteorite.
Aesculus hippocastanum s. Rosskastanie.
Aestuarium II, 403. 411. 412.
Aethalion I, 322.
Aether I, 49. II, 483.
Aetna I, 202. 212. 222. 231, Nota 3. 238. 239. 259. II, 283.
Affaytato II, 457.
Affen II, 608. 610. 612. 620. 622. 625. 628. 629. 632 f. 639. 641. 647.
Affenbrotbaum s. Adansonia digitata.
Afghanistan II, 601. 623.
Afrika (Geologisches:) I, 231. 261. 371 ff. 375. 389 f. 397 ff. 421 f. 423. 448 ff. 462. (Meteorologisches:) II, 127 f. 175. 179. 186 ff. 262 f. 312 f. 320 f. 354. 399. 436. (Biologisches:) II, 512. 517. 534. 539. 545. 562—568. 619—622. 632—639.
Agardh, J. G. II, 69.
Agassiz, Alex.: Tiefentemperaturen des Mexicanischen Busens II, 51.
— Relictenfauna im Titicaca-See II, 320 (Nota 3).
Agassiz, Louis: Florida ein Korallenbau I, 361.
Agassiz, Louis: geographische Homologien I, 395.
— Maine zur Eiszeit I, 477.
— Bewegungen des Aargletschers II, 344. 345. 348.
— Anhänger der Dilatationstheorie II, 348.
— Spuren einer Eiszeit im Amazonasthale II, 363.
— die Insel Marajó kein Deltaland II, 404, Nota 2.
— über Massenschöpfung der Thiere II, 602.
— über die Fischfauna Nordamerika's II, 628.
Agaven II, 540. 554. 573. 575. 583.
Agrimonia II, 595.
Agrostideen II, 538.
Agrumen s. Citrus.
Aguas calientes de las Trincheras II, 294.
— de Comangillas II, 294.
Aguti II, 643.
Ahorn II, 536. 551. 557. 571. 593. 603.
Aigle, Meteorsteinfall bei I, 107 f.
Aigues-mortes II, 317.
Ailanthus II, 593.
Airolo I, 542.
Airy, G. B.: Saturn vierschultrig I, 96.
— Abplattung der Erde I, 163. 164.
— Dichte der Erde durch Pendelbeobachtungen ermittelt I, 179.
— 's Formel, aus der Wellengeschwindigkeit die mittlere Tiefe des Oceans zu berechnen I, 413 f.
Akabah, Golf von II, 325. 441.
Akazie s. Acacia.
Akka I, 268.
Akodon II, 643.
Aksakal II, 322.
Alabama (Staat) II, 280.
Alahabad II, 609.
Alaïd I, 229.
Alais, Meteorsteinfall bei I, 108.
Ålands-Inseln I, 382.
Alanggras II, 562.
Alauda II, 637.
Albaner-Gebirge I, 216. 217. II, 326.
Albaner-See I, 217.
Albatross II, 600.
Albis II, 357.

Alca impennis I, 517.
Alcedo II, 618. 637.
— ispida II, 618.
Aldebaran I, 27. 58.
Aletschgletscher II, 202..326. 347 f. 353.
Aleuten I, 232. 238. 491. II, 76. 608.
Alexander der Grosse I, 373. II, 417.
— Severus I, 355.
Alexanderwälle II, 516.
Alexandrette I, 373.
Alexandria I, 144. 145. 372. II, 267. 417.
Alfons der Weise von Castilien I, 7.
Algen II, 531 f.
Algier (Land) I, 260. 377. II, 320. 334. 490. 523. 554.
Algol I, 115.
Alhagi camelorum II, 556.
Aljaska (Halbinsel) I, 397. 491. II, 571.
— (Territorium) I, 231. 360. 463. 465. 467. 471. 472. II, 547.
Alkmaar I, 146. 148.
Alleghanies I, 308. 316. 390. 396. 401. 534. 536. 538. 556. 557 f. II, 368. 428. 433. 434. 443 f. 572.
Allierthal II, 277.
Alluvium I, 335.
Almas II, 396.
Alnus s. Erle.
— acuminata II, 575.
— incana II, 69, Nota 1.
Aloë II, 540. 565. 567.
Alpen: Localattraction in den A. I, 175. 176. Erdbeben in den A. I, 261. Das Emporsteigen der A. führte eine Schmälerung des helveto-germanischen Meeres herbei I, 301. Laurentische und huronische Formation I, 305. Kohlenformation I, 315. Trias I, 321. Jura 1, 324 f. Aufrichtung der Alpen in der Tertiärzeit I, 328. 406. 533. Nummuliten ein Leitfossil in den Eogenbildungen I, 330. Volumen der A. und Effect beim Aufbau Europa's I, 424. Der Südabhang der A. ein oceanischer I, 534. Schon vor der Erhebung der A. war auf dem Raume ihres Sockels trockenes Land I, 535. Parallelismus der Ketten I, 536. Die Ketten der Alpen ursprünglich flache Anschwellungen I, 538. 546. Erläuterung mehrerer geologischer Querprofile aus den A. I, 540 ff. Seenreichthum der A. II, 547 f. Die Aufrichtung der Alpen geschah ohne Mitwirkung vulcanischer Kräfte I, 554, wahrscheinlich durch tangentialen Schub I, 558 ff. Neigung der Kammgehänge in den A. I, 568 f. Meteorologisches: II, 167. 169 ff. 278. Weiteres Vordringen und Rückzug gewisser Gletscher II, 202. Grenze des ewigen Schnees II, 283. 285. Entstehung der Alpenseen II, 314. 316. 326—329. Gletscher der A. II, 336 ff. 353. 366. Die A. zur Eiszeit II, 357—360. 364. 366. Die Wildwasser in den A. II, 379—382. Die A. drängen Flüsse gegen die Abhänge anderer Gebirge II, 433. Ueber den Brennerpass II, 449—451. Die A. ein sehr wegsames Gebirge II, 453. Vegetation an den Abhängen der A. II, 526. 550. 603. Gegensatz der Flora der Mittel- und Ostalpen II, 599, Nota 1. Verwandtschaft der alpinen Flora mit der nordischen II, 599 f. Die A. eine wichtige Scheide für die Thierbevölkerung zu beiden Seiten II, 611. Zoologisches II, 617. 618.
Alpen-Murmelthier II, 617.
Alpenrose II, 519. 534.
Alpenwolf II, 622.
Alsine verna II, 519.
Altai I, 316. II, 283. 354. 361. 362. 611. 618. 622.
Altair I, 57.
Alten II, 522.
Altenbay I, 383. II, 538.
Altersbestimmung der Formationen I, 292 ff., der Schichtenstörungen und der Gebirge I, 296 ff.
Alt-Goa I, 524.
Altingia II, 560.
Altmann II, 348.
Altona I, 162. II, 131.
Altwasser (Bad) II, 306.
Altwasser, sichelförmige II, 391 ff.
Alyssum incanum II, 597.
Amarasinha II, 532.
Amazonas II, 28 f. 369, Nota 1. 370.

400. 405. 409. 412. 419. 434. 436. 543. 608. 610. 645. Mündungsgebiet des A. I, 359. 392. II, 404.
Amazonas-Ebenen II, 363. 578 ff.
Ambak II, 563.
Ambrym I, 492.
Ameisenbeutler s. Myrmecobius.
Ameisenfresser II, 644. 648.
Ameisenigel II, 650.
Ameisenscharrer II, 635.
Amerika I, 421. 423. II, 436 f. 510 f. 540. 541. 545. 612. Im übrigen s. Nordamerika und Südamerika.
Amiens I, 146. 149.
Ammoniten I, 318. 322. 326.
Ammophila arenaria I, 459.
Amphibien, ihr erstes Auftreten in der Kohle I, 314.
Amphicyon I, 333.
Amrom I, 380. 456.
Amsterdam I, 378. II, 22.
Amt-Gehren I, 250.
Amu II, 399. 407.
Amucu, Weiher von II, 312.
Amur II, 371. 427.
Amurgebiet I, 186. 316. 368. II, 234. 269. 270. 551. 552.
Amygdalus communis II, 553.
Anacardium occidentale II, 68.
Anacharis alsinastrum II, 598.
Anaconda II, 646.
Analyse, chemische, der den Vulcanen entströmenden Gase I, 235 f., des Meerwassers II, 3 ff.
Anam II, 270.
Ananas II, 523. 539. 575.
Ananchytes I, 326.
Anas II, 638. 649. 651.
— antarctica II, 649.
— Novae Hollandiae II, 651.
— superciliosa II, 651.
Anastatica hierochontica II, 505. 563.
Anaxagoras I, 59.
Ancud II, 282.
Ancyloceras I, 326.
Andalusien I, 264. II, 554.
Andamanen I, 369.
Andely, Henri d' II, 202.
Anden (Geologisches:) I, 153. 173 f. 176. 236. 256. 261. 328. 390. 401. 403. 425. 533. 534. 535. 536. 555. (Meteorologisches:) II, 167. 168 f. 283. 284. 312. 354. 363. 433. 460. (Biologisches:) II, 510 f. 524. 582—584 (Andenflora). 587. 602. 640. 642. 643. 644. 645. 646. 647. 648.
Andermatt I, 542.
Anderson I, 513.
Andersson, K. J. I, 108.
Andesit I, 292.
Andreasberg I, 192.
Andromeda, *v* I, 20, *γ* I, 126.
Androsace glacialis II, 519.
Anemometer II, 203.
Anemone II, 593.
Aneroidbarometer II, 134 f.
Anghiera II, 60.
Angostura II, 410.
Angraecum sesquipedale II, 589.
Ångström, A. J. II, 479, Nota 2.
Ångström'sche Linie (im Nordlichtspectrum) II, 478.
Anio II, 309.
Anjou, Lieutenant v. I, 470. II, 67. 321.
Annapolis (Fundy-Bay) II, 28.
Anneliden I, 304.
Annonay, Berge von II, 402.
Annularien I, 310.
Anoa depressicornis I, 395. 520. II, 655.
Anomopteris Mougeoti Schimp. I, 319.
Anona cherimolia II, 582.
Anoplotherium I, 331.
Ansted I, 524.
Antakie (Antiochien) I, 268.
Antarktische Driftströmung II, 74. 78. 79. 100. 101.
Anthistiria australis II, 569.
Antholzer-See II, 328.
Anthracit I, 304. 339. 344.
Anticosti I, 391. 500.
Antigua I, 258.
Antiklinaler Schichtenbau I, 299 f.
Antiklinales Thal I, 546. II, 329. 443.
Antillen I, 232. 238. 360. 397. 491. 492. 522 f. 529 f. 531. II, 263 f. 497. 576 f. 643.
Antillenos I, 529.
Antillenströmung II, 59. 99.
Antilope II, 612. 619. 621. 623. 624. 627. 628. 631. 636.

Antilope americana II, 627.
— bubalis II, 636.
— crispa II, 624.
— dorcas II, 621.
— furcifer II, 627.
— gnu II, 636.
— gorgon II, 636.
— gutturosa II, 623.
— lunata II, 636.
— oreotragus II, 636.
— rupicapra s. Gemse.
— saiga II, 618. 619.
— strepsiceros II, 636.
— subgutturosa II, 619.
Antiochien s. Antakie.
Antipassat II, 216 f. 256.
Antisana I, 202. 225. 236. 241.
Aostathal I, 474.
Apachen II, 516.
Apennin I, 268. 329. II, 308. 309. 433.
Aperea II, 648.
Apfel II, 595. 598. 656.
Apfelsinenorange II, 554.
Apianus, Phil. II, 429.
Apocyneen II, 593.
Apolda I, 250.
Apollinopolis magna I, 145.
Appalachen s. Alleghanies.
Appenzell (Canton) II, 358.
Aprikose II, 595.
Apscheron II, 310 f.
Apsidenlinie der Erdbahn, Störungen der II, 144.
Apure II, 498.
Aquila imperialis II, 621.
Arabat, Landzunge von I, 444.
Arabien (Geologisches:) I, 231. 371. 396. (Meteorologisches:) II, 180. 187. 195. 272. 399. (Biologisches:) II, 505. 513 f. 515. 562. 563. 612. 632 ff.
Arabis coerulea II, 519.
Arabische Kette (Aegypten) II, 387.
Arabischer Meerbusen I, 231. II, 79.
Arabische Wüste (Aegypten) I, 450.
Aracan I, 369.
Arad II, 396.
Arago, D. F.: die Cometen als Unglücksboten I, 120.
— Pendelbeobachtungen unter verschiedenen Breiten I, 156.
Arago, D. F.: dritte französische Gradmessung I, 160. 161.
— Wärmeunterschiede die Hauptursache der meridionalen Meeresströmungen II, 92.
— Stetigkeit des Klimas in Palästina seit 3300 Jahren II, 201.
— Magnetnadel und Nordlicht II, 480.
Aralia II, 551.
Aral-See I, 234. II, 321 f. 399. 407.
Ararat, Grosser I, 202. 224. 233. 234. 241. II, 524.
Araucanien II, 588.
Araucaria II, 581. 582. 588. 590.
— excelsa II, 590.
— imbricata II, 588.
Arbela I, 169, Nota 2.
Arcachon I, 377. 458. 460.
Archäische Formationsgruppe I, 298. 301 f. 302—305.
Archaeopteryx I, 319. 323.
Archangel (Stadt) II, 142.
— (Gouv.) II, 551.
Archegosaurus I, 317.
Archimedes I, 139.
Archontophoenix II, 569.
Arcot I, 370.
Arctander I, 354, Nota 1. 362.
Arctictis Binturong II, 629. 630.
Arctomys II, 617. 619. 626. 643.
— Bobac II, 619.
— ludovicianus II, 626.
— marmota II, 617.
Arcturus, Parallaxe und Entfernung von der Erde I, 18. Eigenbewegung I, 27 f. Spectrum I, 58.
Ardèche II, 402.
Ardennen I, 315.
Ardonthal II, 361.
Areca catechu II, 559.
— sapida II, 590.
Aregwüste II, 563.
Arequipa I, 259. 266, Nota 1.
Argali II, 615. 623.
Argo (Sternbild) I, 23. 24.
Argostoli II, 308.
Argun II, 371.
Argusfalter, andalusischer II, 654.
Arica I, 358.
— Erdbeben von I, 269. 415.

Aristoteles: keine optische Verschiebung der Fixsterne wahrnehmbar I, 15.
— Beweise für die Kugelgestalt der Erde I, 139.
— vulcanisches Ereigniss auf Hiera I, 203.
— Erdbeben am häufigsten in höhlenreichen Gegenden I, 263.
— Drehungsgesetz der Winde II, 223.
Aristotelia II, 587.
Arizona II, 516.
Arkansas (Fluss) II, 496. 538 f.
Arktische Fauna II, 615 f.
— Flora II, 548 f.
— Gebiete mit regenarmen Wintern II, 273 f. 279.
Arles II, 380. 381.
Armadill s. Dasypus.
Armenien I, 234. II, 276. 333 f. 335.
Armeria vulgaris II, 518.
Armstrong, Sir William I, 347 ff.
Arnhem II, 394.
Arno II, 422.
Aron-Gewächse II, 542 f.
Aronstab II, 542.
Arrowsmith I, 561.
Arsena II, 311.
Arta I, 375.
Artemisia II, 555. 573.
— cana II, 573.
— tridentata II, 573.
Artern I, 197. II, 334.
Artesische Brunnen: Wärmezunahme in den a. Br. I, 196 f. Voraussetzungen zur Anlage a. Br. II, 291 f.
Arthrostylidium excelsum II, 576.
Artischockendistel II, 585.
Artois II, 292.
Aru-Inseln I, 369.
Arum maculatum II, 542.
Arundinaria macrosperma II, 538. 572.
Arundo donax II, 555.
— phragmites II, 556.
— Quila II, 585.
— saccharoides II, 580.
Arve (Zirbelnusskiefer) II, 550.
Arvegletscher der Eiszeit II, 359.
Arys II, 249.
Asama-Yama I, 229.
Asaphus Homfrayi I, 539.
Ascension I, 156. 499. 513. 515. 530. II, 469. 589.
Aschaffenburg II, 509.
Aschen, vulcanische I, 210. 219. 222 f. 225. II, 217.
Aschenkegel, vulcanischer I, 201.
Asclepiadeen II, 593.
Asclepias vincetoxicum II, 519.
Ascomys II, 626.
Ashango-Land II, 500, Nota 1.
Asien (Geologisches:) I, 159. 186. 231. 367 ff. 387 f. 397. 421. 423. 462. 489. 491 ff. (Meteorologisches:) II, 127 f. 175 ff. 179. 186 ff. 199. 213. 227. 233—236. 269 ff. 272 f. 280. 353 f. 361 f. (Biologisches:) II, 512. 545. 548—562. 612. 615—624. 629—632.
Asphalt I, 304.
Aspinwall s. Colon.
Assal-See II, 320.
Assam II, 271.
Assiniboine II, 495.
Assuan s. Syene.
Asterophylliten I, 310.
Astrachan II, 193. 194. 276. 387.
Atacama (Wüste) I, 109. II, 583. 586.
Atbara II, 398. 400. 435.
Atchafalaya II, 414 f.
Ateles II, 641.
Athabasca-See II, 413.
Atherosperma Novae-Zeelandiae II, 590.
Atiu I, 497.
Atlantischer Ocean I, 159. 281. 388. 400. 408. 410—413. 420. 423 f. 429. 431 f. 434. 436. 471. 498 f. II, 7 f. 10. 11. 22 f. 24 ff. 26. 32. 33. 34 ff. 37. 45 ff. 52 f. 56—74. 87—90. 97—100. 106. 107. — Gebiet des A. O. II, 177. 186 ff. 218 f. 260. 261. 266.
Atlas I, 328. 396. II, 361 f. 443. 554. 601. 633. 634.
Atmische Windrose II, 249.
Atmometer II, 240.
Atmosphäre: Aufsaugung der Atmosphäre I, 53. 101 f. 200. 282 f. Bedeutung der A. im Haushalte der Natur I, 81 f. II, 159 f. A. Mercur's I, 82 f., der Venus I, 84 f., des Mars I, 87, Jupiter's I, 92 ff., Saturn's I, 96, des Uranus I, 97, Neptun's I, 98, des Mondes I,

100 ff. Annähernd gleichartige chemische Zusammensetzung der A. aller Planeten I, 278. — A. d. Erde: Zusammensetzung II, 108. Höhe II, 108—110. Druck II, 110—137. Absorption der Sonnenstrahlen durch die A. II, 156 f. Wärmestrahlung der A. II, 159. 162. Reine A. ist einer starken Ausstrahlung des Bodens günstig II, 159 ff.
Atolle I, 354. 363 ff. 396. 495. 513 f. 530.
Atrato II, 408. 412. 419.
Atrio del cavallo (Vesuv) I, 215.
Atriplex II, 518. 573. 585.
— canescens II, 573.
Atrypa I, 306.
Attalea II, 68. 579. 581.
— funifera II, 68.
— spectabilis II, 579.
Attok II, 327.
Aubel, Herm. u. Karl I, 186.
d'Aubuisson I, 403, Nota 1.
Auburn I, 440.
Auchenia Alpaco II, 644.
— Huanaco II, 644. 648.
— lama s. Lama.
— vicunia II, 644. 648.
Auckland (Neuseeland) I, 209. 211. 240.
Auckland-Inseln I, 500.
Audjila II, 320. 492.
Auerochse II, 613.
Aufschüttungskegel (vulc.) I, 202.
Aufsteigen und Sinken der Küsten I, 352—384.
Augsburg II, 237. 240. 241.
August's Psychrometer II, 245.
Augustusbad II, 306.
Aunis I, 377.
Aurantiaceen s. Citrus.
Aurignac I, 337.
Aurillac II, 278.
Aurlandsfjord I, 471.
Aurora-Insel I, 497.
Aussichtsweite: Berechnung der A. von einem erhabenen Standpunkte I, 141 f.
Ausstrahlung der Wärme begünstigt durch klaren Himmel II, 159 ff.
Ausstrahlungsvermögen des festen Bodens II, 161 f., des Wassers II, 161 f., der Luft II, 159. 162.
Austral-asiatisches Mittelmeer I, 420. 426.
Australien (Geologisches:) I, 232. 261. 305. 306. 335. 363 ff. 386 f. 397 ff. 421 f. 423. 462. 489 f. 492. 501 f. 509 f. 516 f. 519 ff. 531. 536. (Meteorologisches:) II, 127 f. 160 f. 179. 186 ff. 195. 215. 220. 233. 268. 271. 272 f. 281 f. 313. 354. 399. 436. (Biologisches:) II, 492 f. 511 f. 534. 535. 568—570. 598. 602. 610. 629. 649—652. 653.
Australneger I, 530.
Auvergne, Plateau der I, 202. 217. 225. 227. 233. 238. 242. 260. 559. II, 278.
d'Avezac II, 457.
Avicula I, 322.
Avignon II, 603.
Axishirsch II, 623. 631.
Azalea procumbens II, 519.
Azorella II, 583.
Azoren I, 238. 494. 498. 514. 516. 525. II, 26. 266. 535. 545. 588. 594.

Baalbek I, 268.
Babbage I, 219.
Bab-el-Mandeb II, 105. 106.
Baberg, Grat ob I, 543.
Babinet, J. I, 125. II, 388.
Babirussa I, 395. 520. II, 655.
Baccharis Tola II, 583.
Bachstelze II, 637. 656.
Back II, 197.
Back's grosser Fischfluss II, 405. 421. 440.
Bacon, Fr., Lord v. Verulam, I, 397. II, 223.
Bactris II, 578. 579. 581.
Baculites I, 326.
Baden (bei Wien) II, 306.
Baden-Baden II, 278. 294.
Bader I, 379, Nota 1.
Bänderstructur der Gletscher II, 337—340.
Bär s. Ursus.
— (gemeiner, auch brauner) II, 606. 608. 613. 615. 616. 620. 622. 625 f.
— Grosser (Sternbild) I, 27. 28. 29. 57.
— Kleiner (Sternbild) I, 286. II, 144.
Baer, Karl v.: die Kara-See der Eiskeller Sibirien's II, 66. 191.
— Erklärung des geringen Salzgehalts des Kaspischen Meeres II, 323.

Baer, Karl v.: die stärkere Benagung der rechten Flussufer auf der nördlichen Hemisphäre II, 385 ff.
— Alluvionen an der Mündung des Terek II, 407.
— die uralte Waldlosigkeit Südrussland's II, 490 f.
Bären-Insel II, 69.
Bären-Insel-Strom II, 71.
Bärenmarder s. Arctictis.
Bärenpavian II, 633.
Baeyer, J. J. I, 162. 172.
Baffin, W. II, 456.
Baffins-Bay I, 108. 468. 471. 491. II, 70. 73. 103.
Bagdad II, 267.
Bagnères de Luchon I, 272. II, 278.
Bagnethal II, 380.
Bahama-Inseln I, 360. 396. II, 293. 577.
Bahia (Brasilien) I, 156. 159. 359. II, 469.
Bahnen der Planeten: Excentricität der Mercurbahn I, 80, der Venusb. I, 84, der Erdb. II, 139, der Marsb. I, 86, der Planetoidenb. I, 89, der Jupiterb. I, 90, der Saturnb. I, 95, der Uranusb. I, 96, der Neptunb. I, 98. Bahn des Mondes I, 99. B. der Meteorite I, 112. 115 ff., der Cometen I, 117 f. Uebereinstimmung der Bahnebenen der Planeten I, 273.
Bahr-bela-ma II, 471.
Bahr-el-Abiad II, 400 f. 563.
Bahr-el-Asrak II, 400. 565.
Baikal-See I, 186. 260. 388. II, 319. 321.
Baille, J. I, 181.
Baily, Francis I, 181.
Baireuth II, 230.
Baker, S. W. II, 313.
Bakonyer Wald II, 445.
Baksanthal II, 361.
Baku II, 267. 310. 462.
Balaena II, 608. 615. 637. 648. 650.
— australis II, 637. 648.
— boops II, 608. 648.
— mysticetus II, 608. 615.
Baläoston-See II, 316.
Balchasch-See I, 234. II, 132 f. 399.
Balearen I, 375.
Bali I, 369. 489. 520. 523.
Balleny II, 458.
Balleny-Inseln I, 499.
Ballonfahrten zur Ermittelung der Temperaturabnahme in der Höhe II, 162 ff.
Balsamtanne II, 570.
Baltimore II, 367.
Baltisches Meer s. Ostsee.
Baltoro-Gletscher II, 353.
Balutschistan II, 556.
Balyk Göl I, 233.
Bambusa arundinacea II, 538.
Bambuse II, 538. 558. 559. 575. 576. 579. 580. 581. 587.
Banane II, 524. 539. 559; s. auch unter Pisang.
Banda-Inseln I, 259. 397.
Banda-See II, 53.
Bandiltis II, 633.
Bangkok II, 270.
Banka I, 511.
Banks, Joseph I, 510.
Bankshalbinsel (Neuseeland) I, 366.
Banyane II, 560. 564.
Banz I, 323.
Baobab s. Adansonia digitata.
Baranow-Klippen II, 67.
Barbacenia II, 581.
Barbadoes I, 258. 438. II, 217.
Barent, W.: Sandbank an Stelle der heutigen Golfstrom-Inseln I, 367.
— erste Umsegelung Nowaja Semlja's II, 65.
Barima II, 418.
Barische Windrosen II, 129.
Barnafell II, 295.
Barnaul II, 197. 388. 630.
Barometer II, 111. B. als Wetterglas II, 130, als anemometrisches Werkzeug II, 225.
Barometerstand: Tägliche Periode II, 123—126. Jährliche Periode II, 126—128. Nichtperiodische Schwankungen II, 128 ff. B. in den beiden Passatzonen am höchsten II, 131.
Barometrische Höhenmessung II, 111 ff.
Barometrische Neigung II, 225.
Barra II, 369, Nota 1.
Barral II, 162.
Barrancos I, 205.

Barre II, 28.
Barrière-Riff, das grosse australische I, 386. 501.
Barringtonia II, 560.
Barrow, John II, 73.
Barth, Heinrich I, 372.
Basain I, 370.
Basalt ein eruptives Gestein I, 243. 291. 292. Widerstandsfähigkeit des B. bei Erdbeben I, 246. Contraction des B. in Folge Abkühlung I, 289, Nota 1. Volumenzunahme durch chemische Zersetzung I, 552. B. ist dem Wasser gegenüber nicht undurchlässig II, 288 f.
Basel I, 298.
Basilisk II, 645.
Bassaris II, 625. 641.
— astuta II, 641.
Bassora II, 406.
Bassstrasse I, 397 f. 490.
Bastian, Adolf I, 369.
Batate II, 554. 576.
Batavia II, 123 f. 248. 271.
Bates: merkwürdige Verfrachtung der Gewächse I, 512.
— Boren auf dem Cuparí II, 29. 409.
— Regenzeit im Amazonasgebiete II, 260.
— die Insel Marajó kein Deltaland II, 404, Nota 2.
— der Amazonas eine Grenzlinie für gewisse Vogelarten und Affen II, 610.
Bathyergus II, 635.
Battersea II, 424.
Batum I, 374.
Bau der Ströme in ihrem mittleren Laufe II, 428—437.
Bauernfeind, C. M. II, 118 ff. 122.
Bauhinia II, 542.
Baum der Reisenden II, 589.
Baumkatze II, 612.
Baumläufer II, 637.
Baumriesen II, 527 f.
Baumwolle II, 554. 558. 562. 572. 576. 577. 593.
Baumwollenbaum II, 536 f. 577.
Bayerische Hochebene I, 327. 334. II, 329. 360. 429. 432. 445. 595.
Bayerwald I, 304. 305. II, 278. 384.
Bayonne II, 22.
Bayous II, 414 ff.
Bealey II, 367.
Bear (Fluss) II, 399.
Beaufort-Bank I, 390.
Beaufort-Insel II, 459.
Beauforts-Meer I, 419.
Beccles I, 384.
Bechelbronn II, 521.
Becker I, 366.
Becquerel II, 460.
Bedawin II, 515.
Beechey: über die Fliegenschwärme der Insel Bow I, 525.
— über die Fluth im Canal und in der Irischen See II, 29.
Beehive II, 302 f.
Begrenzung der Körperwelt im Raume I, 15 f., in der Zeit I, 38 f.
Behrmann II, 109.
Beigirkala I, 234.
Beirut I, 373.
Belemniten I, 296. 318. 322. 327.
Belgien I, 266. 294. 306. 308. 313. 315. 327. 334. 348. 423. II, 275. 365.
Belin I, 162.
Belize II, 264.
Belknap II, 45.
Bellinzona I, 542. II, 377.
Bell Rock (Leuchtthurm) I, 437.
Bemini-Engen II, 60. 61. 98.
Bengalen II, 161.
Bengalischer Meerbusen I, 231. II, 27. 79.
Bengalische Tiefebene I, 534. II, 559.
Bengasi I, 372.
Benguela-Strom II, 74. 88 f. 100. 263. 494.
Berberei II, 188. 267. 620. 621. 633. 637.
Berberis II, 588.
Berchtesgáden II, 334.
Berendt I, 443, Nota 1.
Berettyo II, 396.
Bergen (Norwegen) I, 383. II, 207. 247. 277. 278.
Bergen op Zoom I, 146. 148. 452.
Berggehänge, Ueberschätzung ihrer Neigung I, 568 f.
Bergh, de II, 144.
Berghaus, Heinrich II, 22. 174. 259.
Berglorbeer, hoher II, 576.

Bergmann, Torbern: Temperaturbeobachtungen unter den Tropen I, 184, Nota 1.
— Richtung der Halbinseln I, 396.
— Seegebirge I, 430.
— Erklärung des Geysirphänomens II, 296.
Bergschlipfe I, 264 f.
Berg-Viscache s. Lagidium peruanum.
Bering I, 367.
Berings-Meer I, 420. II, 52. 75.
Berings-Strasse II, 75. 608.
Berlin I, 197. 198. II, 129. 173. 200. 224. 227. 248. 276. 475.
Bermudas-Inseln I, 362. 390. 498. 514.
Bern (Stadt) I, 175. II, 136. 359. 448.
Berner Alpen I, 542 f. II, 285. 353. 357. 359.
Bernina-Gletscher II, 341.
Bernina-Gruppe II, 341. 353.
Bernouilli I, 38, Nota 1.
Berthat II, 499.
Berthelot I, 553, Nota 1. II, 593.
Bertholletia excelsa II, 580.
Berzelius I, 257. II, 307.
Besançon II, 258.
Bessel, Fr. W.: parallaktische Bewegung von 61 Cygni I, 17.
— dunkle Fixsterne I, 76 f.
— Entstehung der Cometen I, 131.
— Bestimmung der Erddimensionen I, 161 ff.
— preussische Gradmessung I, 162. 165.
— Erdabplattung I, 164.
— Einführung der Wasserdampfcorrection in die Barometerformel II, 118.
Betelnusspalme II, 559.
Bethania (Gross-Namaqua-Land) I, 108.
Betula s. Birke.
— papyracea II, 571.
Beutelratte s. Didelphys.
Beutelthiere: ihr erstes Auftreten in der Trias I, 320, ihr Vorkommen in späteren Zeitaltern II, 651 f., in der Gegenwart II, 626. 642. 647. 650.
Bewegung: Verwandlung der B. in Fallkraft I, 39, in Wärme I, 40.
Bewohnbarkeit der Planeten I, 78 ff.
Bex II, 334. 357.
Bezeichnung der Sterne I, 17, Nota 2.
Biafra, Bucht von II, 56.
Bialowicza, Forst von II, 618.
Biarrits I, 377.
Biber II, 612. 615. 617. 619. 627.
Bibra, v. II, 4.
Bickmore I, 368, Nota 2.
Bidens II, 595.
Biela's Comet I, 125. 126 f.
Bieler-See II, 329.
Biemensdorf II, 306.
Bienenfresser s. Merops.
Bienewitz, Phil. II, 429.
Bifilarhygrometer II, 246.
Bighorn II, 615.
Bignonia II, 542.
Biha I, 268.
Billich II, 617. 620.
Bingen I, 298. II, 448.
Binger Loch II, 440.
Biot: Meteoritenfall bei Aigle I, 108.
— Pendelbeobachtungen I, 156.
— Theilnehmer an der dritten französischen Gradmessung I, 160. 161.
Birke II, 536. 551. 571. 603.
Birma II, 558.
Birmingham II, 207 f.
Birne II, 595.
Biruni I, 496.
Bisamochse II, 616.
Bisamratte II, 627.
Bisamthier s. Moschus.
Bischof, Gustav: rasche Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen I, 195.
— Experiment die Abkühlung der Erde betreffend I, 199.
— Kohlensäurequelle bei Burgbrohl I, 227.
— Erdbeben die Folge eines Bergrutsches I, 264.
— Temperaturerhöhung der Source de la Reine in Bagnères d. L. während des Erdbebens von Lissabon I, 272, Nota 3.
— Möglichkeit einer Abplattung der Erde durch Meereserosion I, 281.
— rasche Zersetzung des Granits durch Wasser I, 466.
— Sprengwirkungen durch Krystallisation des Wavellit I, 550, Nota 2.
— Silicatgesteine verlieren an Volumen,

wenn sie krystallinisch werden, I, 551.
Bischof, Gustav: Zersetzung und Volumenzunahme der Silicatgesteine durch Kohlensäure I, 551 ff.
— Abnahme der Bodentemperatur nach oben in den Anden und im Siebengebirge II, 167.
— Basalt vom Wasser durchdrungen II, 288 f.
— kalte Quellen in den Alpen II, 304 (Nota 1).
— Erosion im Kalkgebirge II, 308.
— chemisch aufgelöste mineralische Bestandtheile sind beim Aufbau der Deltas von keiner wesentlichen Bedeutung II, 412.
— die chemische Beschaffenheit des Themse-Wassers II, 421.
— die schwebenden Bestandtheile der Weichsel II, 424.
Bison II, 610. 627. 654.
Bisperg I, 257.
Bittacus II, 607.
Bittersalzwasser II, 306.
Biwono Kubi I, 215.
Bixio II, 162.
Black Hills II, 496.
Blair Athol I, 174.
Blancabay I, 391. II, 405.
Blasco Nuñez II, 658.
Blastoideen I, 314.
Blegnothal II, 362.
Blei, Verhalten desselben beim Erstarren I, 551.
Blennius vulgaris Pollini II, 316.
Blickfeuer (bei Gradmessungen) I, 169. 171.
Blodget II, 258 (Nota 3).
Blue Mountains II, 443.
Boa constrictor I, 510, Nota 1. II, 608. 645 f.
— scytale II, 646.
Bobak II, 619.
Boca del Drago II, 417.
Bocche Nuove (Vesuv) I, 238.
Bochnia II, 334.
Bode II, 513, Nota 1.
Bodensee II, 212. 359. 439. 441. Umgebung des B. II, 357.
Böhmen (Geologisches:) I, 227. 306. 313. 315. 316. 317. 327. 334. 559. (Meteorologisches:) II, 259. 277. 446 f.
Böhmer Wald I, 304. 305. 317. 533. II, 278.
Börgen, C. II, 71.
Boganida II, 191.
Bogenente II, 651.
Bogoslowskoi II, 176. 197.
Bogotá, Santa Fé de II, 521.
Boguslawski, G. v. II, 45 (Nota 1). 46 (Nota 1). 55 (Nota 1).
Bojoslov I, 360.
Boisgletscher II, 347.
Bolbitinischer Nilarm II, 417.
Boldu II, 586.
Bolivia I, 240. 306. 358. II, 283. 284. 640. 647.
Boll I, 323.
Bolley II, 306.
Bolor s. Pamir-Plateau.
Bombax Ceiba II, 536.
Bombay I, 370. 524. II, 269. 611.
Bomben, vulcanische I, 210. 222.
Bond I, 20.
Bonebed I, 320.
Bonifacius-Tag (14. Mai) II, 228.
Bonin-Inseln I, 158. 492.
Bonn I, 233. 257. 260. II, 365. 393. 394. 447.
Bonpland II, 506.
Boos, Maare von I, 217.
Bootes, α, s. Arcturus.
Boothia Felix I, 396. II, 175. 187. 457. 461.
Borassus aethiopum II, 565.
— flabelliformis II, 559.
Borda I, 160.
Bordeaux II, 175.
Bordier II, 348.
Bore II, 28. 409. 410.
Borkum I, 379. 518.
Borneo I, 387. 393 ff. 489. 492. 511 f. 520. II, 316. 560. 601. 629. 630. 631.
Bornu II, 565.
Borstenschwein s. Erethizon.
Bory de St. Vincent I, 510.
Bos americanus s. Bison.
— bonasus II, 618.
— bubalus s. Büffel.

Bos caffer II, 637.
— frontalis II, 631.
— gaurus II, 631.
— grunniens II, 623.
— moschatus II, 616.
— primigenius I, 336.
— taurus s. Rind.
— urus s. Auerochse.
Bosnien II, 308.
Bosporus I, 389. II, 104 f.
Bottnischer Meerbusen I, 382.
Botzen II, 385.
Bougainville, L. A. de I, 509.
Bouguer, Pierre: betheiligt sich an der peruanischen Gradmessung I, 152. 161. 228.
— erster Nachweis einer Localattraction am Chimborazo I, 173 f.
— Höhe des Cotopaxi I, 240.
— Barometerformel für Höhenberechnungen II, 114 f.
— über die Höhe der Schneegrenze II, 283.
Boulogne (am Canal) I, 378.
Bourbon (Insel) I, 499. 530.
Bourdaloue II, 106.
Boussingault: Tiefe der invariablen Schicht in der Tropenzone I, 184.
— Besteigung des Cotopaxi I, 208.
— die den Andenvulcanen entströmenden Gase I, 236.
— Erdbeben in den Anden I, 261.
— heisse Quellen in Venezuela und Mexico II, 294.
— über das Wärmequantum für die Reife der Gerste II, 520 f.
Boussingault'sche Quelle II, 506.
Bouvet-Inseln I, 499.
Bovey Tracey I, 211.
Bow I, 525.
Boyle II, 112, Nota 2.
Brachiopoden im huronischen Schiefer I, 304, im Silur I, 305, im Devon I, 307, in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317, in der Trias I, 319, im Jura I, 322, in der Kreide I, 326.
Brachonyx II, 637.
Brachyuren I, 318.
Bradley I, 17. Br.'s Sternkatalog I, 27.
Bradypus (Faulthier) II, 612. 644.
Brahmaputra II, 401. 402.
Braldothal II, 353.
Brandenburg (Prov.) I, 320.
Brandes II, 212 (Nota 3).
Brandige Wetter I, 345.
Brandung I, 437.
Brasilianische Flora II, 578—582.
Brasilianische Strömung II, 74. 100.
Brasilien (Geologisches:) I, 109. 359. (Meteorologisches:) II, 219. 260. 264. 363. (Biologisches:) II, 499. 538. 578—582. 599. 642. 643. 645.
Brauneisenstein II, 309.
Braunfisch s. Delphinus phocaena.
Braunkohlen I, 328. 341. 343. 347.
Braunschweig I, 294. 327.
Bravais I, 183. II, 137. 480.
Breccien, Entstehung der I, 293.
Bremerhafen II, 22.
Bremiker I, 98.
Brémontier: das Vorrücken der Dünen von Teste I, 457.
— beginnt die Dünen der Landes zu befestigen I, 460.
Brennerpass II, 449—451. 453.
Brenta II, 397.
Breslau II, 258.
Brest II, 22.
Bretagne I, 306. 435. 458. II, 190. 201.
Breusing II, 455, Nota 2.
Brewster II, 177.
Brienzergräthe I, 543.
Brienzer See II, 413. 441.
Brillenschlange II, 632. 638.
Bristenstock II, 542.
Bristol II, 334.
Bristol-Canal I, 434. II, 29.
Brocken II, 290 f.
Brögger, W. C. II, 383 (Nota 2).
Brohlthal II, 306.
Bromeen II, 538.
Bromelia ananas II, 523. 539. 575.
— Pinguin II, 540.
Bromelienform II, 539.
Bromwasser II, 306.
Brooke's Tiefseeloth I, 408 f.
Brorsen's Comet I, 125. 127. 128.
Brotbaum II, 562.
Broughton-Strasse II, 75.

Brousseaud I, 171.
Brown, Rob. I, 463, Nota 1. II, 545. 596 (Nota 2).
Brückenau II, 306.
Brüllaffen II, 641.
Brünn I, 315.
Brünnelistock I, 543.
Brüssel I, 183. II, 207. 227.
Brugsch I, 234.
Bruhns, Karl: regelmässig ab- und zunehmende Frequenz der Cometen I, 135.
— Forderung an eine gute hypsometrische Karte I, 564.
Brunnen schützen vor Erdbeben I, 255 f.
Brunsbüttel II, 424.
Brussa I, 260.
Bruun, C. II, 48, Nota 2.
Buache, Phil. I, 401, Nota 1. 406. 430. 563. 567.
Bubo maximus II, 618.
Buch, Leopold v.: bezweifelt die Existenz des Eisbodens I, 185.
— Entstehung der Vulcane I, 202 ff. 210.
— Veränderungen des Kraterbodens am Vesuv im Jahre 1804 I, 218.
— Definition von Lava I, 223.
— Reihenvulcane auf Lanzarote I, 237. 404.
— Centralvulcane I, 238.
— Eintheilung der Juraformation I, 321.
— Hebungen an der schwedischen Küste I, 352 f. 382.
— Lesjö-Thal ein tiefer Querschnitt durch Skandinavien I, 478. II, 451.
— über barische Windrosen II, 129.
— Land- und Seewind auf Teneriffa II, 212 (Nota 1).
— Antipassat auf dem Pic de Teyde II, 216.
— vulcanische Asche verweht vom Antipassat II, 217.
— Bewölkung an der norwegischen Küste II, 257.
Buchan, Alexander II, 127.
Buchanan, J. Y.: Salinitätsgrad und specifisches Gewicht des Meerwassers II, 5.
— Karte über die Salinität des Meeres II, 6 (Nota 1).
Buchanan, J. Y.: Schwankungen des Salzgehalts des Meeres in Folge meteorologischer Vorgänge II, 6 f.
— die Unterschiede im Salzgehalt der Meerestheile sind durch die relative Trockenheit der Atmosphäre bedingt II, 9.
Buche II, 501. 536. 551. 557. 571. 588. 590. 603.
— japanische II, 557.
Buchner, A. II, 307.
Bucknall I, 192.
Buddleja II, 583.
Bückeburg I, 341.
Büffel II, 631.
Büffel-Antilope II, 636.
Büffel-Gras II, 574.
Buenos Ayres II, 404. 411. 498.
Büschel-Gras II, 574.
Buhi-See I, 214.
Buist I, 370. II, 105.
Bullock I, 224.
Bunsen I, 79. II, 297 f. (Geysirtheorie).
Buntsandstein I, 293.
Buntsandsteinformation I, 294. 319. 320 f. II, 334.
Buphaga II, 637.
Burckhardt II, 129.
Burg (bei Magdeburg) I, 197.
Burgbrohl I, 227. II, 309.
Burrows II, 466.
Burton II, 313. 496.
Burtscheid II, 294. 306.
Bussole II, 455.
Bussole-Insel II, 462.
Butea frondosa II, 560.
Buxbaum II, 553.
Buys-Ballot'sches Gesetz II, 225.

Cabril II, 627.
Cacao II, 580. 602.
Caccabis rufa II, 596.
Cacteen II, 540 f. 573. 575. 577. 579. 581. 583. 585. 587.
Cadiz I, 258. 524. II, 22. 30.
Cadorische Alpen II, 328.
Caenopithecus I, 331.
Caesalpinia echinata II, 581.
Caggiano I, 247.
Cagliari I, 375.

Cailletet, L. I, 553, Nota 1.
Calabrien, Erdbeben von, I, 244. 245. 246. 247. 248. 253. 254. 259. 260. 262. 263. 268. 269.
Calais I, 294. II, 22. 365.
Calamiten in der Kohle I, 309 f. 340, in der Dyas I, 316. 318.
Calamus II, 542. 559.
Calceola sandalina I, 307.
Calcutta I, 370. II, 195. 269.
Caldecott I, 184.
Caledonischer Canal I, 479.
Californien (Halbinsel) I, 397.
— (Staat) I, 294. 335. 360. II, 227. 268. 321. 527. 574. 626.
Californischer Meerbusen II, 407. 412.
Calladium arborescens II, 543.
Callao I, 258. 358.
Calligonum II, 562.
Callithrix II, 641.
Callitris II, 569.
Calluna vulgaris II, 535. 545. 552.
Calmen: geringer Salzgehalt der Meere unter den C. II, 6. 8 f. Begriff II, 216. Der aufsteigende Luftstrom ist nicht völlig vertical II, 217 f. Breite und Lage des Calmengürtels ändert sich vielfach II, 218 ff. Bewölkung II, 255. Regenverhältnisse II, 260 f.
Calosoma II, 607.
Calotropis procera II, 556. 565.
Calpin I, 430.
Camaldoli I, 238.
Camarínes I, 214.
Cambay, Golf von II, 27.
Cambrische Formation I, 294.
Camellia japonica II, 558.
Camelopardalis giraffa s. Giraffe.
Camelus bactrianus II, 622.
— dromedarius II, 636.
Camma II, 420.
Campbells-Insel II, 538.
Campeche-Baum II, 577.
Campi lapidei II, 380.
Campos Brasilien's II, 264. 497. 499. 580. 581 f.
Camus I, 152.
Canada (Geologisches:) I, 304. 306. (Meteorologisches:) II, 312. 319. 362. 374. 441. 460. (Biologisches:) II, 571. 572. 610. 626.
Canadianfluss II, 496.
Canal la Manche I, 151. 300. 377. 388. 420. 425. 434. 435. 437. 439. 487. 489. 518. II, 26. 27. 29. 425.
Canarische Inseln I, 217. 237. 238. 390. 494. 498. 514. 516. II, 26. 588 f. 593. 596.
Cancale, Bay von II, 29.
Candia s. Kreta.
Canigou II, 136.
Canis alpinus II, 622.
— antarcticus II, 647.
— aureus s. Schakal.
— Azarae II, 642. 647.
— cancrivorus II, 642.
— chrysurus II, 630.
— cinereo-argenteus II, 626.
— familiaris (Haushund) II, 616.
— fulvipes II, 647.
— fulvus II, 624.
— hodophilax II, 624.
— jubatus II, 642. 647.
— lagopus II, 615.
— latrans II, 626.
— lupus s. Wolf.
— magellanicus II, 647.
— mesomelas II, 634.
— nipon II, 624.
— pallipes II, 630.
— primaevus II, 630.
— procyonoides II, 624.
— rutilans II, 630.
— velox II, 626.
— viverrinus II, 624.
— vulpes s. Fuchs.
— — japonica II, 624.
Cannabis indica II, 523.
Cannstadt I, 335.
Cañon blanco II, 496.
Cañons des Colorado des Westens II, 382 f.
Canopische Nilmündung II, 416 f.
Cantabrisches Gebirge I, 441.
Capac Huayna I, 59. 213.
Capac Urcu (Vulcan in Quito) I, 213.
Cap Adelaide II, 458.
Capanema, G. S. de I, 359.
Cap Bojador I, 434. 452.

Cap Broer Ruys I, 363.
— Cassipuri II, 419.
— Cod I, 458.
— der Guten Hoffnung I, 162.
Capella (Fixstern) I, 58.
Cap Gris-Nez I, 439.
— Hatteras I, 362. 434. 443.
— Hoorn, Wellen bei I, 436. Vegetation bei C. H. II, 588. 600. Thierleben bei C. H. II, 647.
Cap-Hoorn-Strömung II, 78. 100. 101.
Capland (Geologisches:) I, 162. 296. 306. 328. 436. 505. (Meteorologisches:) II, 267 f. 472. (Biologisches:) II, 534. 565. 566. 568. 610. 633 ff.
Cap Lindesnæs I, 383.
Cap Lookout II, 69.
— Lopez II, 56. 74. 89. 419.
Capmany II, 317 (Nota 1).
Cap Miseno I, 441.
Capparis II, 563.
Capra Beden II, 636.
— ibex II, 618.
— iharal II, 623.
— markhur II, 623.
— pyrenaica II, 618.
— sibirica II, 623.
— Walie II, 636.
Capromys Fournieri I, 523. II, 643.
Cap Samana II, 546.
— San Roque II, 57. 74.
Cap'scher Schakal II, 634.
Cap'scher Turako II, 637.
Cap Sépet I, 447.
Capstadt II, 267 f. 475.
Cap Tscheljuskin I, 470.
— Vela II, 419.
Cap-Verdische Inseln I, 238. 494. 499. 514. 525. II, 589.
Cap Wrede II, 68.
Capybara II, 612. 648.
Cap York II, 142. 272.
Carabicini II, 618.
Carácas I, 260. 268. II, 460.
Caraganen II, 556.
Caraguairazo I, 207. 213.
Caranda-Palme s. Wachspalme.
Carapus II, 646.
Carbo cormoranus II, 649.
Carbonische Formation s. Steinkohlenformation.
Cardium edule I, 450. II, 321.
— Verneuli II, 322.
Cardona II, 334.
Carex I, 459. II, 518. 549.
— arenaria I, 459.
Cariben I, 529.
Caribisches Meer I, 159. 420. II, 36. 74. 97 f. 408. 417. Gebiet des C. M. II, 219. 263.
Caribische Strömung II, 59.
Carlini I, 171. 178.
Carlsbader Sprudel I, 272. II, 294. 306. 307.
Carlshafen I, 227.
Carlskrona I, 383.
Carlsruhe II, 231. 237. 392.
Carlstad II, 176.
Carmeaux I, 195.
Carolinen I, 365. 510. II, 220.
Carpenter: Tiefentemperaturen des Mittelmeeres II, 50 (Nota 2).
— das Wort Golfstrom II, 59.
— Geschwindigkeit der Bewegung des Golfstromes II, 61 (Nota 1).
— Anhänger der Lehre von den Driftströmungen II, 84.
— über die thermische Circulation im Ocean II, 94 f.
— die Strömungen in der Strasse von Gibraltar II, 104.
Carpesium cernuum II, 595.
Carpinus II, 551.
Carrington I, 61.
Carrolton II, 423.
Cartagena II, 311.
Carter I, 371.
Carthago I, 169, Nota 2. 375.
Caryophyllus aromaticus II, 534. 562.
Casella'sche Presse II, 41. 43.
Cashla-Bucht I, 475.
Cassia II, 68. 537. 575. 605.
— fistula II, 68.
— marylandica II, 605.
— sensitiva II, 537.
Cassini, Jean Dominique I, 64, Nota 2. 83. 121. 148. 151.
Cassini de Thury I, 149, Nota 2. 151. 169. 171. 183. II, 115.

Cassiopeia, μ I, 28.
Castanea japonica II, 557.
— vesca II, 519. 536. 553.
Castanopsis chrysophylla II, 574.
Castilien II, 277.
Castillan I, 195.
Castor fiber s. Biber.
Casuarinen II, 534. 561. 564. 569. 589.
Catania II, 193.
Cathartes II, 627.
Catingas II, 580.
Catskill-Gebirge II, 443.
Caulopteris I, 309. 319.
Cavendish I, 180.
Cavia II, 640. 643. 648.
— aperea II, 648.
Caxamarca II, 460.
Cayenne I, 150. 154.
Cebus II, 641.
Ceder II, 554. 561. 601.
Cedrela II, 560. 577.
— toona II, 560.
Cedrus Deodara II, 561. 601.
Cejaregion der Anden II, 584. 640.
Celebes I, 238. 393 ff. 406. 489. 505. 520. II, 649. 654 f.
Celebes-See II, 37. 53.
Celsius I, 152. 352. II, 153.
Cenoman I, 325.
Centaurus, α: Parallaxe und Entfernung von der Erde I, 18. 25. Grösse I, 26. Eigenbewegung I, 28. ϑ Centauri I, 126.
Centetes II, 639.
Centralamerika (Geologisches:) I, 228. 232. 240. 359 ff. 391. 397. 403. (Meteorologisches:) II, 180. 188. 219. 263 f. 311. 319 f. 324. (Biologisches:) II, 497 f. 546. 548. 576 f. 594. 657.
Centralasien (Geologisches:) I, 231. 233 f. 537. (Meteorologisches:) II, 169. 187. 220. 319. 324. 353. 454. (Biologisches:) II, 492. 556. 622 f.
Centralvulcane I, 238.
Centurus carolinensis II, 628.
Cephalaspis I, 308.
Cephalopoden im Silur I, 306, im Devon I, 307, in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317, im mesozoischen Zeitalter im allgemeinen I, 318, in der Trias I, 319, im Jura, I, 322, in der Gegenwart II, 607.
Cephalotaxus II, 546.
Cepheus (Sternbild) I, 24. 288.
Ceratiten I, 318. 319.
Cerberodon Perty II, 646.
Cercolabes II, 627. 643.
Cercoleptes caudivolvulus II, 625 f. 642.
Cercopithecus II, 633.
— Lalandii II, 633.
Ceres I, 88. 89.
Cereus II, 540. 573. 581. 582. 583. 585. 587.
— giganteus II, 573.
— peruvianus II, 583.
— Quisco II, 587.
Ceril-Cedro II, 564.
Cerodon II, 643. 648.
— Kingii II, 648.
Ceroxylon andicola II, 524, Nota 2. 581. 584.
Cerro del Altar s. Capac Urcu.
— de Santa Luzia I, 451.
Certhia II, 637.
Cervus (Hirsch) II, 612. 619. 622. 624. 627. 629. 631. 636. 640. 644. 648.
— alces s. Elen (Elch).
— antisiensis II, 644.
— Axis s. Axishirsch.
— campestris II, 648.
— capreolus s. Reh.
— dama s. Damhirsch.
— elephas s. Edelhirsch.
— Muntjac II, 631.
— pygargus II, 622.
— sika II, 624.
— tarandus s. Renthier.
Cetraria II, 549.
Cevennen II, 402. 433. 603.
Ceylon I, 370. 388. 504 f. 524. 528 f. 530. 531. II, 269. 270. 548. 559. 562. 631. 632. 639.
Chagos-Inseln I, 370. 371.
Chalcidischer Strudel II, 31.
Chaleurbay II, 411, Nota 1.
Chamaedorea II, 575.
Chamaerops excelsa II, 558.
— humilis II, 533. 545. 554. 556.
Chambery II, 278.

Chamisso, Adalb. v. I, 397.
Chamounix II, 168. 365. 599.
Champlain-See II, 451.
Champsa nigra II, 645.
Chanar II, 585.
Chanarsteppe II, 585.
Chapman II, 500, Nota 1.
Charak s. Kerak.
Charente I, 377.
Charleston II, 281.
Charlottenbrunn II, 306.
Charpentier II, 348.
Charybdis II, 31.
Chasseral II, 357.
Chasseron II, 357. 359.
Château Arnoux II, 381.
— Salins I, 320. II, 335.
Chatham-Insel (Galápagos) I, 513.
Chatham-Inseln I, 500. 528.
Chatte II, 445.
Chaumont II, 357.
Chelidonisches Vorgebirge I, 374.
Chemische Beschaffenheit der Quellwasser II, 304—307.
Chemische Kräfte, Verwandlung derselben in Wärme I, 42. Betheiligung ch. K. bei der Aufrichtung der Gebirge I, 551 ff.
Chemische Zersetzung des Gesteins durch Mineralwasser II, 307—309.
Chemnitz I, 317.
Chenopodium I, 527. II, 518. 555.
— ambrosioides I, 527.
Chepody-Bay II, 28, Nota 1.
Cherbourg II, 22.
Cherimoles II, 582.
Chersobatae II, 632.
Chevandier I, 314.
Chibcha II, 437.
Chicago II, 32.
Chihuahua II, 516.
Chile (Geologisches:) I, 232. 237. 269. 270 f. 325. 357 f. (Meteorologisches:) II, 268. 282. 354. 426. (Biologisches:) II, 534. 541. 586 f. 598. 642. 647. 648.
Chiloë I, 357. 467. II, 282. 588. 647.
Chimborazo I, 173. 207.
Chiminello II, 124.
Chimmo, W. I, 362. 408.
China (Geologisches:) I, 269. 306. 316. 330. 335. 348. 368. (Meteorologisches:) II, 234. 269. (Biologisches:) II, 514. 545 f. 556 ff. 609. 629 ff.
Chinchilla II, 647.
Chinesen I, 346. II, 454. 455.
Chinesisch-japanische Flora II, 556—558.
Chingan II, 551.
Chios II, 523.
Chirogaleus II, 639.
Chironectes II, 642.
Chirotherium I, 319.
Chiton I, 271. 357.
Chlamydophorus truncatus II, 648.
Chlorideen II, 538.
Choloepus II, 644.
Chonos-Inseln I, 357. II, 647.
Chorisia ventricosa II, 581.
Christchurch II, 367.
Christiania I, 383. II, 125. 207. 250. 277. 522.
Christiania-Fjord I, 481.
Christiansborg (Guinea) II, 131.
Christtag-Sund I, 480.
Chronometer, Verwendung des Chr. bei Längengradmessungen I, 169.
Chrysanthemum alpinum II, 519.
Chrysochloris II, 633.
Chrysophyllum Cainito II, 576.
Chthonisothermen I, 189.
Chuquibamba (Vúlcan) I, 240.
Chusquea II, 538. 587.
Cinchonen II, 584.
Circumtraction des Windes II, 207.
Cirrocumulus II, 253. 254.
Cirrostratus II, 253. 254.
Cirruswölkchen II, 252. 253. 254. 481—485.
Cistus II, 553.
Citrone II, 554.
Citrullus caffer II, 566.
Citrus (Orangengewächse) II, 202. 535. 554. 558. 560. 562.
— aurantium II, 554.
— limonium II, 554.
— medica II, 554.
— vulgaris II, 554.
Cladobates II, 629.
Cladonia II, 531. 549.
— gracilis II, 531.
— rangiferina II, 531.
Cladrastis II, 551.

Clairaut: Theilnehmer an der lappländischen Gradmessung I, 152.
— Grösse der Fliehkraft an jedem Punkte der Erde I, 155.
— Verhältniss zwischen der Zunahme der Schwerkraft vom Aequator zum Pol und der Grösse der Abplattung I, 155.
Clarke I, 164. 165.
Clausius, R. II, 349.
Clausthal II, 278.
Clavering I, 465.
Clematis II, 592.
Clemenshall II, 307.
Cleomedes I, 145.
Cleopatrabäder I, 372.
Clermont II, 111.
Clethra I, 516.
Clifton I, 162.
Clio I, 88.
Clusen I, 546.
Clusenseen II, 329.
Clymenia I, 307.
Cobija I, 358.
Coburg I, 294, Nota 4. 319.
Cocastrauch II, 584.
Coccinella II, 607. 654.
— septempunctata II, 654.
Coccuseiche II, 553.
Cochinchina I, 368.
Cocospalme I, 512. II, 545. 559. 562. 569. 581. 585. 594.
Cöln II, 484.
— Braunkohle von I, 343.
Coeloptychium I, 326.
Coimbra II, 277, Nota 1.
Coirebhreacain II, 31, Nota 2.
Colbergermünde II, 31.
Colby I, 162.
Col du Géant II, 168. 344.
Cold wall II, 7. 74. 102 f.
Colias palaeno II, 654.
Colibri II, 628. 640. 645.
Colima I, 236. 237. 239.
Collectivtypen I, 314 f. 318 f. 330. 331.
Colletia II, 583.
Collioure I, 149, Nota 2. 151.
Collocalia esculenta II, 631 f.
Collomb, Édouard II, 361 (Nota 3).
Colobus II, 633.
Colon I, 359.
Colon, Cristobal II, 456.
Colorado des Westens, Thal des II, 273. 382 f. 407. 412.
Coloradokäfer II, 610.
Coloradowüste II, 321.
Coluber II, 632.
Columba s. Taube.
— turtur II, 618.
Columbia (British-) I, 360. 463. 467. 471. 472.
Comanchen II, 516.
Combenseen II, 329.
Come I, 242.
Comer-See I, 483. 534. II, 314. 359. 441.
Cometen: Verkürzung ihrer Umlaufszeit I, 49. Beziehungen der C. zu den Sternschnuppen I, 117 ff. Frequenz der C. I, 120. Gestalt der C. I, 120 ff. Dimensionen der Cometenschweife I, 122. Ausserordentliche Feinheit der Cometenmasse I, 122 f. Bahnen der C. I, 117. 123 ff. Geschwindigkeit der C. I, 123 f. Wiederkehrende C. I, 124 f. Bedeutende Annäherung der C. an die Sonne I, 125. Möglichkeit eines Zusammenstosses mit der Erde I, 125. Störungen ihrer Bahn I, 125 ff. Physische Beschaffenheit der C. I, 127 ff. C.-Stoffe I, 127 f. Temperaturen I, 129. Tyndall's Theorie der Cometenbildung I, 129 f. Widerlegung derselben durch Zöllner I, 130 f. Zöllner's Theorie I, 131 ff. Harmonischer Wechsel der Cometen- und Sonnenfleckenfrequenz I, 134 f.
Comoren I, 371. 499.
Compter I, 250.
Concepcion (Chile) I, 270 f. 358. II, 269.
Concon-Bay I, 357.
Condor II, 645. 649.
Condorcet II, 460.
Conglomerate, Entstehung der I, 293.
Congo (Fluss) II, 406. 410. 564.
Coniferen im Devon I, 307, in der Steinkohlenzeit I, 309. 310, in der Dyas I, 317. 340 f., in der Trias I, 319 f., im Jura I, 322, in der Kreide I, 325, im Tertiär I, 328. 329. 332, in der Gegenwart II, 524. 533 f. 550. 554.

557. 568. 569. 574. 575 f. 578. 581. 588. 590. 603.
Connecticut (Fluss) II, 425.
Constantinopel I, 222.
Continentales Klima s. excessives Klima.
Continente: ihre Entstehung I, 290. 532. 556. Ihr heutiger Typus seit der Tertiärzeit I, 328. Verschiebungen seit der Tertiärzeit I, 385—392. Sie sind älter als die Gebirge, welche sich auf ihnen erheben, I, 402. Abhängigkeit ihres Flächeninhalts von der mittleren Tiefe der Weltmeere I, 405—432. Mittlere Höhe der Continente I, 421. Sie ragen als gewaltige Hochebenen über die Sohle der Oceane empor I, 424 ff. 535. Ihr Gewicht ist demjenigen sämmtlicher Oceane gleich I, 427 f.
Controlbasis (bei Gradmessungen) I, 147.
Cook, Capt. I, 480.
Cook (amerik. Geolog) I, 362, Nota 1. II, 301.
Cook, James I, 365. 561. II, 481.
Cook-Inseln I, 497.
Cooks-Strasse I, 271.
Coolidge I, 96.
Copernicanisches System I, 16. 78.
Copernicia II, 578.
Copernicus I, 80.
Copiapo II, 586.
Coquimbo II, 586.
Coraboeuf II, 106.
Cordier I, 195.
Cordilleras de los Andes s. Anden.
Cordilleren Nordamerika's II, 354. 368. 382 f. 510 f. 608 f.; im übrigen s. Rocky Mountains und Mexico.
Cordouan, Leuchtthurm von I, 377.
Cordyline II, 590.
Corfu II, 30.
Coriander II, 562.
Cornu A. I, 181.
Cornwall I, 192. 195. 196. 308.
Coromandelküste s. Karomandalküste.
Coronella II, 638.
Corsica I, 375. II, 553. 621.
Corvus s. Rabe.
Corylus II, 551.
Corypha umbraculifera II, 559.
Corythaix persa II, 637.
Cosequina I, 240. II, 217.
Costa Rica I, 359.
Cotacachi I, 269.
Cotchesqui I, 161.
Cotidal lines II, 22.
Cotopaxi I, 207. 208. 229. 236. 240. 241. II, 218.
Cotta, Bernh. v.: geologische Beschaffenheit des europäisch-sibirischen Tieflandes I, 387 f.
— das Fichtelgebirge ein Gebirgsknoten I, 536 (Nota 1).
— die Aufrichtung der Alpen vollzog sich ohne vulcanische Kräfte I, 554.
— Meeresmuscheln bei Petropaulowsk (am Ischim) II, 322.
— keine Eiszeit im Altai II, 362.
— die Benagung der rechten Flussufer in Sibirien II, 386. 387 (Nota 1 und 5). 388 (Nota 2).
— über den Rheinfall bei Schaffhausen II, 440 (Nota 1).
Coulomb II, 459.
Courtown II, 30.
Coutances I, 377.
Coypu II, 648.
Crataegus II, 552.
Crau II, 380 f.
Credner, Hermann: Verschiedenartigkeit des Materials innerhalb der Kreideformation I, 294.
— Altersbestimmung des Emporquellens eruptiver Massen I, 297.
— Bildung des Urgebirges I, 303 f.
— Bildung langgestreckter Sandwälle vor der Ostküste der Vereinigten Staaten I, 443 f.
— Verwerfungen in Südvirginien II, 325 (Nota 1).
— über die Eiszeit in Nordamerika II, 362. 363 (Nota 1).
— über das Elbthal unterhalb Tetschen II, 446 (Nota 1) f.
Credner, Rudolf: Deltabegriff II, 403, Nota 2.
— Hemmung der Deltaentwicklung durch die Gezeiten II, 409. 410 (Nota 1).

Credner, Rudolf: auch durch Kalkgebirge gehende Flüsse können Deltas bilden II, 422.
— Sedimentführung einiger Deltaflüsse II, 423.
— Betheiligung der seculären Niveauveränderungen an der Deltabildung II, 425 ff.
— über das Elbthal unterhalb Tetschen II, 446 (Nota 1) ff.
— über das Rheinthal unterhalb Bingen II, 447—449 (Nota 1).
Cricetomys II, 626. 635.
— gambianus II, 635.
Cricetus s. Hamster.
— frumentarius s. (gemeiner) Hamster.
Crinoideen im huronischen Schiefer I, 304, im Silur I, 306, im Devon I, 307, in der Kohle I, 314, in der Trias I, 319.
Crocodilus II, 632. 638. 645.
— biporcatus II, 632.
— vulgaris II, 638.
Croll: die vom Floridastrom bewegte Wasser- und Wärmemenge II, 61. 64 f.
— Anhänger der Lehre von den Driftströmungen II, 84.
— Temperaturunterschiede genügen nicht, um die meridionalen Meeresströmungen zu erklären II, 95.
— giebt der Adhémar'schen Hypothese eine neue Wendung II, 148 f.
Crossarchus Goudetii II, 639.
— obscurus II, 639.
— rubiginosus II, 630.
Crotalus horridus II, 646.
Crozet-Inseln I, 499.
Cryptoprocta II, 639.
Crypturus II, 645. 649.
Ctenoiden I, 327.
Ctenomys II, 643. 648.
— magellanicus II, 648.
— torquatus II, 648.
Cuati, geselliger II, 625 f. 642.
Cuba I, 523. II, 534. 546. 577. 641. 657.
Cuculus II, 637.
Cuenca (Ecuador) I, 152.
Cuguar II, 625 f. 628. 642. 647.
Culm (geologische Formation) I, 339. 340.
Culm (Stadt an der Weichsel) II, 424.
Cumaná I, 114. 260. II, 130. 240.
Cumbal (Andesvulcan) I, 236.
Cumbal (Stadt) II, 521. 522.
Cumming I, 270.
Cumulostratus II, 253.
Cumulus II, 252. 253. 254.
Cundinamarca II, 437.
Cuparí II, 29. 409.
Cupressineen II, 546.
Cupressus s. Cypresse.
— funebris II, 557.
Cupuliferen II, 536.
Curtius, Ernst I, 524 (Nota 2).
Cutch s. Runn of Cutch.
Cuxhaven II, 20. 22. 276. 424.
Cuyaba II, 436.
Cyathea II, 590.
Cycadeen in der Steinkohlenzeit I, 309. 310, im mesozoischen Zeitalter im allgemeinen I, 318. 340 f., in der Trias I, 319, im Jura I, 322, in der Kreide I, 325, im Tertiär I, 328.
Cycadeenkohle I, 341.
Cycloiden I, 327.
Cyclopteris I, 309.
Cygnus, Doppelstern, Nr. 61: seine Parallaxe und Entfernung von der Erde I, 17 f. Grösse I, 26. Eigenbewegung I, 28. Veränderungen des Lichtwerthes von χ I, 289.
Cygnus plutoneus II, 651.
Cynara Cardunculus II, 585 f.
Cynocephalus II, 633.
— ursinus II, 633.
Cynogale II, 629.
Cynopithecus nigrescens I, 395. 520. II, 655.
Cyperaceae II, 538.
Cypern II, 621.
Cypresse II, 553. 554. 557. 575.
— chinesische II, 557.
Cyprinus II, 609.
Cypripedium calceolus II, 519.
Cyrenaica I, 372.
Cyrtandraceen II, 601.
Cyrtoceras I, 306.
Cystophora II, 648. 650.
— proboscidea II, 648.

Czerna Hora II, 361.
Czerny I, 449, Nota 3.

Dachratte II, 621.
Dachs II, 616. 624. 625.
Dacrydium II, 569.
Dactylomys II, 643.
Dämmerung ein Mittel zur Bestimmung der Lufthöhe II, 109.
Daemonorhops II, 559.
Dänemark I, 162. 327. 423. 491. II, 365. 551.
Dänemark-Strasse II, 48.
Dalbergia nigra II, 581.
Dalmatien I, 375. 434. 469.
Dalmatinische Inseln I, 405. 469. II, 553. 620.
Dalton II, 239. 258. 287.
Damaraland II, 566.
Damhirsch II, 621.
Damiette I, 372. II, 416 f.
Damiette-Nilarm II, 417.
Dammara australis II, 590.
Dammriff I, 495.
Dampier I, 433.
Dana, James D.: Begründer der Aufschüttungstheorie der Vulcane I, 203.
— Lavaergüsse des Mauna Loa I, 206 f.
— Erhöhung des Schmelzpunktes durch Druckvermehrung I, 284.
— das grosse Senkungsfeld in der Südsee I, 364. 386. 403.
— Parallelismus in der Anordnung der Inselschwärme der Südsee I, 496 f.
— gehobene Koralleninseln in der Südsee I, 497.
— über die Entstehung der Gebirge I, 555 ff.
— Querprofil durch Nordamerika II, 434.
— das Terrain an den Niagarafällen II, 440 (Nota 3).
— Schichtenfaltungen in den Alleghanies II, 443 f.
Danau-Sriang II, 316.
Daniell's Hygrometer II, 244.
Dardanellen-Strasse II, 105.
Darielschlucht (Kaukasus) II, 361.
Darien, Golf von II, 412. 419.
Darwin, Charles: Emporrücken der Küste von Chile I, 270. 271 (Nota 2). 357.
Darwin, Charles: Korallenbildungen als Zeugnisse für eine Senkung der Inselflur in der Südsee I, 354. 364.
— Strandlinien an der Westküste Südamerika's I, 358.
— Aufrichtung der Ufergebiete des Laplata I, 359.
— Tahiti ohne Spuren einer Hebung I, 365.
— Küstenaufrichtungen auf den Philippinen I, 369 (Nota 1).
— über den Beagle-Fjord I, 466, Nota 1.
— patagonische Gletscher ziehen bis zum Meeresspiegel herab I, 472. II, 354.
— Entstehung der Koralleninseln I, 494 f.
— die Galápagos sind ohne Batrachier I, 510.
— Verbreitung der Gewächse durch Vögel I, 512. II, 596.
— Pflanzenleben der Keeling-Inseln I, 513.
— Flora von Ascension I, 513.
— Vegetation der Chatham-Insel I, 513.
— Verschiedenheit in dem Reichthum der Südseeinseln an Pflanzenarten I, 515.
— ältere Thierformen vielfach in Flüssen I, 519.
— eigenthümliches Verhalten der Vögel auf den Galápagos I, 525.
— ungleichmässige Hebung eines Flussbettes II, 449.
— manche Samen bewahren im Seewasser ihre Keimfähigkeit II, 494.
— Wanderheuschrecken bisweilen auf hoher See II, 596.
Dasyprocta II, 643.
Dasypus II, 627. 644. 648.
— novemcinctus II, 627.
Dasyurus II, 650. 651 f.
Dattelpalme II, 201. 545. 554. 556. 562. 589.
Daubensee II, 304.
Daubeny I, 236.
Daubrée: Erklärung der raschen Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen I, 195.
— Mitwirkung des Wassers bei vulcanischen Eruptionen I, 235.

Daun, Maar bei I, 217.
Dauphiné I, 264.
Daurische Steppe II, 504 f. 539.
Daussy II, 107.
Davis-Strasse I, 471. 491. II, 36. 70. 73. 99. 103.
Davy, Humphrey I, 38, Nota 1.
Dawes I, 87.
Dawson, G. M. I, 62.
Dax I, 460.
Dax, Braunkohle von I, 343.
De Candolle, Alphonse: über die Vegetation der Küsteninseln Schottland's I, 518.
— über das Feuchtigkeitsbedürfniss der nordischen Laubbäume II, 501 f.
— Abhängigkeit der Gewächse vom Standort II, 519.
— Einführung von Gewächsen in Südfrankreich durch den Wollhandel II, 596.
— Eintheilung der Gewächse auf Grund ihrer physikalischen Lebensbedingungen II, 604 f.
De Candolle, Augustin I, 518.
De-Castrie-Bay I, 492.
Deckenwolke II, 253. 254.
Declination, magnetische II, 456 f. 461—463. 466—468. 471—473. 480.
Declinationskarte (Erdmagnetismus) von 1860 II, 461—463.
Deer Creek II, 496.
Deisterkohle I, 341.
Dekhan, Hochland von II, 433. 558. 559. 601. 630.
Delambre I, 148. 160. 161. 164.
Delaunay I, 286.
Delaware I, 362. II, 443.
Delaware-Bay I, 362.
Delebpalme II, 565.
Delesse II, 259.
Delhi II, 609.
Delphinus II, 608. 615. 631. 637. 645. 648. 650.
— amazonicus II, 645.
— delphis II, 608. 615.
— gangeticus II, 631.
— leucas II, 615.
— orca II, 608. 615.
— phocaena II, 608. 615.
Delta, Begriff II, 403, Nota 2.
Deltabildungen der Ströme II, 403—427.
Demawend I, 234.
Dendromys II, 635.
Denham I, 408.
Dentalium laeve I, 319.
Dent de Morcles II, 358.
Deodwara-Ceder II, 561. 601.
Depressionen, continentale, in Afrika II, 320, in Nordamerika II, 321, in Asien II, 321 f.
Derbend II, 516.
Derbyshire I, 315.
Desaguadero II, 312.
Descabezado de Maule II, 354.
Descloizeau I, 214.
Deshayes I, 329.
Desmanthus natans II, 537.
Desmodina II, 641.
Desmodus II, 625. 647.
— murinus II, 625.
Desor, Eduard: Meeresbedeckung der nördlichen Sahara I, 375. 450. II, 364.
— D.'scher Gneissfächer I, 540.
— Eintheilung der orographischen Seen II, 329.
— über die Rollkiesel der Crau II, 381.
— Riesenkessel an der Aar II, 384 (Nota 1).
Despretz II, 41.
Deutsches Reich (Geologisches:) I, 306. 315. 316. 319. 320. 324. 379 ff. 422. (Meteorologisches:) II, 173. 186. 201. 227 ff. 233. 241. 249. 259. 274 ff. 355. 365. (Biologisches:) II, 613. 657.
Devens II, 357.
Deville I, 236.
Devonische Formation I, 294. 295. 296. 306—308.
Devonport II, 209.
Devonshire I, 192. 306. 311. II, 190.
Diabas I, 292.
Diablerets I, 543.
Diadin I, 234.
Diatomaceen I, 342.
Dicholophus II, 645.
Dichtemaximum des Salzwassers I, 39 f.
Dichtigkeit der Himmelskörper s. Schwere.
Dicksonia squarrosa II, 590.

Dicotyles albirostris II, 644.
— torquatus II, 627. 644. 648.
Didelphys I, 519. II, 612. 626. 642. 647. 651.
— opossum II, 612.
Dieffenbach, F. I, 260.
Diego Alvarez I, 499.
Dieuze II, 334.
Digitalis purpurea II, 519.
Dilatationstheorie (Gletscher) II, 348.
Diluvium I, 301. 335. 387. II, 356 ff. 447. 550. 603 f.
Dimorphandra excelsa II, 578.
Dinarische Alpen II, 308.
Dingo I, 519. II, 630. 649.
Dinoceras I, 331.
Dinosaurus I, 319.
Dinotherium I, 333.
Diomedea II, 600.
Diomedes I, 367 f.
Diorit I, 292.
Dioscorea batatas II, 558.
— pyrenaica II, 601.
Dioszeg II, 396.
Dipodomys Philippii II, 643.
Dipus (Springmaus) II, 617. 619. 620 f. 635.
Disco-Fjord I, 108. 362.
Disco-Insel I, 109. 466. II, 68.
Distel II, 585. 595. 598. 656.
Distelfalter I, 510. II, 607. 654. 656.
Dixon, Hepworth II, 516, Nota 1.
Dnjepr II, 386.
Dnjestr II, 314.
Doane II, 302.
Doberan II, 306.
Dodo s. Dronte.
Dörfel I, 123, Nota 1.
Dörfel (Mondgebirge) I, 101.
Dogger (brauner Jura) I, 300. 321. 324. II, 651.
Dolichotis patagonica II, 648.
Dollart I, 379.
Dolomieu I, 206.
Dombaas II, 207.
Dompalme II, 545. 565.
Don II, 386. 388.
Donati's Comet I, 49. 120. 122. 125. 130.
Donau I, 301. II, 370. 371. 402. 422. 423. 424. 429 f. 432. 433. 435. 438. 445. 611. 617.
Donaudelta II, 314. 315. 393. 408. 424.
Donaueschingen II, 438.
Donauthal bei Wien II, 377.
Donauwörth II, 438.
Donegal I, 378.
Donez-Plateau I, 315.
Don Juan de Castro I, 372.
Dorsetshire I, 323.
Douai I, 361.
Douarnenez, Golf von I, 377.
Doubs II, 370.
Douglas-Tanne II, 571.
Doux II, 402.
Dove, Heinrich Wilhelm: Verbindung von thermischen und barischen Windrosen II, 130.
— über den nördlichen Kältepol II, 177 f.
— Entwurf der Monatsisothermen II, 178.
— durchschnittliche Temperatur jedes Breitengrades II, 180.
— Vergleich der Wärmeverhältnisse auf der nördlichen und südlichen Halbkugel II, 182 ff.
— Entwurf von Isanomalen II, 185.
— gleichzeitige Wärmeanomalien verschiedener Gegenden II, 198 f.
— die mittlere Jahreswärme von Berlin constant dieselbe II, 200.
— Drehungsgesetz der Winde II, 222—224.
— Abhängigkeit der Wärme von den Winden II, 226 ff.
— thermische Windrosen II, 230 f.
— Regenarmuth des Juli in Palermo II, 267.
— der Ausgangsort des schweizerischen Föhn II, 364.
— über das Nordlicht II, 477 (Nota 1).
Dover I, 245. 294.
Dovre II, 451.
Dovrefjeld I, 478. II, 207. 250.
Draba aizoides II, 519.
Dracaena draco s. Drachenbaum.
Drachen, Nebelfleck im Sternbilde des I, 31.
Drachenbaum II, 528. 540. 589.
Drachenschlund II, 417.
Drammensfjord I, 481. 484. II, 318.
Dranse II, 380.
Drebbel, Cornelius II, 151.
Drège II, 567.

Drehungsgesetz der Winde II, 222—224.
Drehwage I, 180 f.
Dreieckkopf II, 632.
Dresden II, 125. 194. 390. 446 f.
Dressel I, 236.
Driftströmungen II, 74. 78. 79. 96.
Drimys II, 587. 588.
Dromaeus Novae Hollandiae II, 651.
Dromedar II, 636.
Dronte I, 526.
Drossel II, 637.
Druck der Atmosphäre II, 110—137, des Windes II, 205 f.
Drude, O. I, 520 (Nota 2). II, 532, Nota 1. 545 (Nota 1).
Dryas octopetala II, 593.
Drymomys II, 643.
Dryobalanops camphora II, 560.
Dryopithecus I, 333.
Dschebel Koldadschi I, 235.
Dscherba II, 31.
Dschidda I, 371 f.
Dschiggetai II, 622.
Dublin II, 194. 277.
Dubuat II, 95. 394.
Ducarla I, 563.
Du Chaillu II, 420. 500, Nota 1.
Dünen: I, 448—460. Unterschied zwischen D. und Sandbänken I, 448. Seltenes Vorkommen der D. in den Tropen I, 448. Auftreten der D. im Binnenlande I, 448 ff. Entstehung der binnenländischen D. I, 449 ff., der D. am Strande I, 452 ff. Verschiedenheit des Dünenmaterials I, 455. Wandern der D. I, 455 ff. Befestigung der D. I, 459 f.
Dünkirchen I, 149, Nota 2. 151. 161. 378.
Dürrheim II, 307.
Duhamel II, 321.
Dujong II, 637.
Dumfries II, 277.
Duncan, Francis II, 28.
Dundee II, 208.
Dunedin II, 367.
Dunker, E. I, 191. 193. 198.
Dunnose I, 162.
Dupain-Triel I, 563. 567.
Duperrey I, 156. II, 463.
Du Petit Thouars I, 504. II, 46.
Durance II, 380. 381.
Durham I, 297. II, 334.
Durvillaea edulis II, 531.
Duschet I, 175.
Duschlberg II, 278.
Dutoitskloof II, 567.
Dyas s. Permische Formation.
Dysopes II, 620. 625. 633. 641. 647. 650.
— Cestoni II, 620.

Ebbe s. Fluth.
Eberesche II, 536. 551. 595.
Ebermayer, E. II, 506 ff.
Ebro II, 402.
Ebrothal I, 533. II, 277.
Echeneis remora II, 609.
Echiniden I, 318. 322. 326.
Echinocactus II, 540. 573. 583. 587.
— Wislizeni II, 573.
Echinogale II, 639.
Echinomys II, 643.
Ecuador (Geologisches:) I, 152. 153. 225. 232. 233. 236. 238. 240 f. 241. 268. (Meteorologisches:) II, 133. 283. 284. 426 f. 437.
Eddystone, Leuchtthurm I, 437.
Edelhirsch II, 618. 621. 622. 631.
Edelmarder (Mustela martes) II, 616. 625.
Edeltanne II, 550.
— californische II, 574.
Edfu s. Apollinopolis magna.
Edinburgh II, 131.
Edku-Lagune II, 417.
Egede, Hans II, 198.
Eger I, 250.
Egg Island (New-Jersey) I, 362.
Ehrenberg: seculäre Hebung an den Küsten des Rothen Meeres I, 372.
— Erosion durch Meeresströmungen reicht nicht bis in grössere Tiefen hinab I, 429.
— über den Passatstaub II, 217.
— Polythalamien im Todten Meere II, 326, Nota 1.
Eiche II, 536. 551. 553. 557. 560. 571. 574. 575.
Eichen in der Kreidezeit I, 325.
Eichhörnchen I, 511. II, 491. 612. 617.

619. 620. 624. 626. 630. 634. 639. 642.
Eider (Fluss) II, 437.
Eidergans II, 616.
Eifel I, 202. 204. 217. 225. 227. 230. 233. 234. 306.
Eigenwärme der Erde I, 183 ff. II, 138. 289. 294 ff.
Einhorn (Sternbild) I, 24.
Einsturzkrater I, 203.
Eisack II, 449 f. 599, Nota 1.
Eisanhäufung, stärkere, am Südpol (Adhémar'sche Hypothese) II, 145 f.
Eisbär II, 608. 615.
Eisbereitung in Bengalen II, 161.
Eisberge I, 471. II, 65. 70. 71—73. 75. 76. 355. 594. 608.
Eisboden, unterirdischer I, 185 ff.
Eiscascade II, 343.
Eisen, Verhalten desselben beim Erstarren I, 550 f.
Eisenach I, 324.
Eisenhut, echter II, 523.
Eisenlohr II, 236. 237.
Eisenockerlager II, 309.
Eisensäuerlinge II, 306. 309.
Eisernes Thor (bei Derbend) II, 516.
Eismeer, nördliches I, 282. 419. 420. II, 24, Nota 1. 64. 65 ff. 106. 318. 321. 365. 405. 610 f. — Gebiet des n. E. II, 177 f. 179.
Eismeer, südliches I, 419. 420. II, 52. 78.
Eisseen II, 326 f.
Eisvogel II, 618. 637.
Eiszeit I, 335. 336. 471 ff. II, 149. 355. 356—368 (Ausdehnung der glacialen Erscheinungen 356—363, die Ursachen der Eiszeit 363—368). 599 f.
Elaeis guineensis II, 545. 565.
Elaps II, 607. 638. 646.
— corallinus II, 646.
Elba I, 441.
el Balâd I, 371.
Elbe I, 381. II, 20. 28. 370. 390. 392. 393. 407. 413. 421. 422. 424 f. 426. 431. 432. 440. 611. 617.
Elbsandsteingebirge I, 243. 294. 327. II, 446 f.
Elbthal oberhalb Pirna II, 446 f.
Elch s. Elen und Schelch.
Elektricität: Umsetzung derselben in Wärme, Magnetismus und Bewegung I, 43. E. betheiligt bei der Cometenbildung I, 131 ff. Die Sonne ein mächtiger Elektricitätsquell I, 133. Elektrische Ströme die Ursache des Erdmagnetismus II, 465 f.
Elen des Diluviums I, 336, der Gegenwart II, 617 f. 622. 627.
Elephant der Tertiärzeit I, 333, der Diluvialzeit I, 336, der Gegenwart II, 628. 631. 635. 644.
Elephas africanus II, 635.
— indicus II, 631.
— primigenius I, 336.
Elfenbeinpalme II, 578.
Élie de Beaumont I, 203. 205 ff. 570.
Elis I, 347.
Elisabeth-Insel I, 497.
Ellice-Gruppe I, 365.
Ellipsolithes I, 539.
Elster (Bad) II, 306.
Elton-See II, 333.
Elu I, 524.
Elymus arenarius I, 459.
Emballonura II, 641.
Embothrium II, 588.
Emden II, 258.
Empetrum nigrum II, 552.
Ems (Bad) II, 294. 306.
Ems (Fluss) II, 426.
Emsmann II, 224.
Emu II, 651.
Enaliosaurier I, 315.
Encephalartos II, 568.
Encke I, 123 f. 164.
Encke's Comet I, 49. 79. 124 f. 127.
Encounter-Bay I, 366.
Encrinus liliiformis I, 319.
Engadin II, 371.
Engelhardt, Moritz v. II, 133.
Enhydris s. Seeotter.
Ensete-Pisang II, 564.
Entada gigalobium II, 68. 594.
Ente II, 638. 649. 651.
Entfernung der Fixsterne I, 17 f. E. Mercur's (von der Sonne) I, 80, der Venus I, 84, des Mars I, 86, der Planetoiden I, 89, Jupiter's I, 90, Saturn's I, 95,

des Uranus I, 96 f., Neptun's I, 98.
E. des Mondes von der Erde I, 99.
Entwicklungsgeschichte der stehenden Wasser auf der Erde II, 312—329.
Enzian, grosser II, 519.
Eocän I, 294. 329.
Eogen I, 329 ff.
Eozoon Canadense I, 304.
Epacrideen II, 535.
Ephedra II, 562.
Ephesus I, 374.
Ephraim, Gebirge I, 264.
Epicentrum (bei Erderschütterungen) I, 247.
Epiphyten II, 540. 542. 543. 561. 576. 577. 578. 579. 580. 581. 584. 587. 590.
Epomeo I, 230.
Equiseten I, 319. 320. 322.
Equisetum arenaceum I, 319. 320. 341.
— columnare I, 320.
Equus asinus onager s. (wilder) Esel.
— caballus s. Pferd.
— festivus II, 635.
— hemionus II, 622.
— quagga II, 635.
— zebra II, 612. 635.
Er II, 396.
Eratosthenes I, 143 ff. II, 320 f.
Erdbeben als Vorzeichen vulcanischer Ausbrüche I, 218. Begriff I, 244 f. Geschwindigkeit der Erdbebenbewegung I, 245. Form derselben I, 245 f. Zerstörende Wirkungen der E. verschieden je nach der Beschaffenheit des Gesteins I, 246. Mallet's Untersuchungen über das calabrische E.: Auffindung des Epicentrums I, 246 f., des Focus I, 247 f. Die Seebach'sche Methode: Ermittelung des Epicentrums I, 249 f., der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, des Zeitpunktes des ersten Anstosses und der Tiefe des Erdbebenheerdes I, 250—252. Tabellen über Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung und Tiefe des Erdbebenheerdes I, 253. Intensität der Erschütterung I, 253 f. Seismochronograph I, 254 f. Abhängigkeit der Erdbebenentwicklung von localen geognostischen Verhältnissen I, 255 ff. Seebeben I, 258. Verbreitung der Erdbeben I, 258 ff. E. in der Nähe von Vulcanen I, 258 ff. E. auf nichtvulcanischem Gebiete I, 260 f. Zusammenstellung der Gesetze über Vertheilung der E. I, 261. Erklärung der nichtvulcanischen E. I, 261 ff. Sitz der E. nicht an der Grenze des gluthflüssigen Erdinnern I, 261 f. Ursache der E. nach Pfaff: Empordringen gluthflüssiger Massen in obere Hohlräume I, 262. Andere Ursachen nichtvulcanischer E.: Spaltenbildung bei fortgesetzter Abkühlung und Contraction des Erdkörpers I, 262 f., Einsturz von Höhlen, die das Wasser geschaffen hat, I, 263 f., Bergstürze I, 264 f., Zugkraft von Sonne und Mond (Erdbebenstatistik) I, 265 ff. Zerstörende Wirkungen der E. I, 268. Senkungen bei E. I, 269. Hebungen bei E. I, 270 ff. Bildung und Zuschüttung von Klüften bei E. I, 272.
Erddurchmesser verkürzt sich I, 51.
Erde: ihre günstige Stellung im Sonnensystem I, 78—106, insbesondere I, 104 ff. Gestalt der E. I, 139 ff. Grösse der E. I, 143 ff. Localattraction und Dichtigkeit der E. I, 173 ff. Eigenwärme der E. I, 183 ff. Vulcanische Kräfte der E. I, 201 ff. Erdbeben I, 244 ff. Entwicklung der E. nach der Kant-Laplace'schen Hypothese I, 278 f. Ehemalige Gluthflüssigkeit des ganzen Erdballs I, 279 ff. Jetzige Gluthflüssigkeit des Erdinnern I, 283 ff. Allmähliche Erstarrung und Contraction der Oberflächenschichten I, 289 f.
Erdentag, Verlängerung des E. I, 50.
Erdfälle II, 308.
Erdgräber II, 635.
Erdinneres: Zunahme der Dichtigkeit der Stoffe im E. I, 181 f. Zunahme der Wärme im E. I, 188 ff. Gluthflüssigkeit des E. I, 283 ff.
Erdpyramiden II, 384 f.
Erdwolf II, 634.
Erethizon II, 627. 643.

Erhaltung der Kraft, Gesetz von der I, 38 ff.
Erhebungskrater I, 202.
Erica arborea II, 588.
— carnea II, 519. 534.
— cinerea II, 534.
— coerulea II, 535. 545.
— tetralix II, 534.
— umbellata II, 545.
Ericeen II, 519. 534 f. 545 f. 552. 553. 567. 588. 589.
Ericulus II, 639.
Eridanus, δ I, 28.
Erie-See I, 62. II, 212. 319. 439. 442.
Érieux II, 402.
Erigeron ambiguus II, 593.
Erinaceus (Igel) II, 611. 616. 619. 623. 633.
— auritus II, 619.
— europaeus (gemeiner Igel) II, 611. 616.
— frontalis II, 633.
Eriodendron anfractuosum II, 577.
Eriomys II, 643. 647.
— chinchilla II, 647.
— laniger II, 647.
Erle II, 551. 570. 571. 575. 593.
Erlenbach (Schweiz) II, 358.
Erman: Höhe der Kliutschewskaja Sopka I, 241.
— Meereshöhe von Irkutsk II, 132.
— Magnetische Beobachtungen II, 460. 462.
Ernsthall II, 334.
Erosion durch das Wasser, chemische I, 263. II, 304 f. 307—309. 375.
— mechanische I, 205. 217. 219 f. 546 f. II, 375—393. 452.
Erratische Blöcke II, 355. 356 ff.
Eruption, vulcanische I, 219 ff.
Eruptionsmaterial der Vulcane I, 222 ff.
Eruptivgesteine I, 291 f. Alter ihres Empordringens I, 297. Bezeichnung auf geologischen Karten I, 298.
Erythroxylon coca II, 584.
Erzgebirge (sächs.-böhm.) I, 193. 305. 533. II, 167. 447.
Erzlager I, 301 f. 305. 316. II, 309.
Escallonia II, 583. 588.
Escalopier, Baron d' II, 326, Nota 1.
Esche II, 536. 551. 557. 571. 574. 593.
Escher von der Linth I, 375. II, 364.
Eschweiler, Steinkohle von I, 344.
Esel, wilder II, 619. 621. 622. 631.
Eskjär I, 381.
Esneh II, 401.
Espino II, 586.
Essen I, 244.
Essequibo II, 417 ff.
Essex II, 274.
Esthland I, 381. 473.
Étang II, 313.
Etesien II, 266.
Ete-Wald II, 579 f.
Etsch II, 397. 406. 599, Nota 1.
— Mündungsgebiet der I, 376 f. II, 396. 406.
Etschthal II, 360. 451.
Eua I, 497.
Eucalyptus II, 527. 528. 534. 568. 569. 570.
— amygdalina II, 527. 570.
— colossea II, 527. 528.
Eucryphia II, 587.
Eudromia II, 649.
Euganeen I, 230. 554.
Eugenia II, 575.
Eule II, 621. 624. 637. 649. 650.
Euomphalus pentagulatus I, 539.
Euphorbia II, 518. 541. 565. 567. 589.
— abyssinica II, 565.
— candelabrum II, 565.
— grandidens II, 567.
Euphrat I, 234. II, 371. 406 f. 412. 437.
Euplectes II, 637.
Eupleres II, 639.
Euripos, Golf von II, 31.
Europa (Geologisches:) I, 231. 332. 356. 374 ff. 388 f. 421 ff. 462 f. 467. 558 f. (Meteorologisches:) II, 63 f. 126 f. 130. 175 f. 179. 186 ff. 193 f. 199. 227 ff. 232—236. 249. 255. 259. 274 ff. 353. 356 ff. 365. 435. 453 f. (Biologisches:) II, 500 ff. 512—515. 542. 546 f. 549—552. 615—622. 653. 657.
Europäisch-asiatisches Steppen- und Wüstengebiet II, 555 f.
Europäisch-sibirisches Waldgebiet II, 549—552.

Eurya II, 558.
Euterpe II, 579.
Evans, F. J. II, 459, Nota 1. 467 (Nota 2). 469 (Nota 1. 2). 470. 471 (Nota 1). 657.
Evaporometer II, 240.
Everest I, 161. 162. II, 423.
Everett, J. D. II, 28, Nota 1.
Evernia II, 549.
Ewiger Schnee II, 282—286. 336.
Excess, sphärischer I, 148.
Excessives Klima II, 189. 192—194, vorzugsweise in den Polargebieten II, 141 f.
Exocarpus cupressiformis II, 569.
Exogyra I, 326.
Explosionskratere I, 217.
Extinction des Lichtes I, 37.

Fabricius I, 60.
Facies der geologischen Formationen I, 292 f.
Fackeldisteln II, 540.
Fadenkreuz I, 148.
Fächerpalmen in der Kreide I, 325.
Fächerstructur in den Alpen I, 540 ff.
Färbeginster II, 519.
Färöer I, 388. 479. II, 190. 547.
Färöer-Shetland-Rinne II, 40. 48. 103.
Fagus antarctica II, 588.
— betuloides II, 588.
— ferruginea II, 571.
— obliqua II, 588.
— Sieboldi II, 557.
Fahlun I, 257.
Fahrenheit's Thermometer II, 152 f.
Fair Haven I, 156.
Falb, R. I, 267, Nota 1.
Falbe II, 212 (Nota 2).
Falke II, 618. 627. 631. 637.
Falkirk I, 384.
Falklandsinseln I, 391. 462, Nota 1. 508. II, 183. 194. 591. 647. 648 f.
Fallen der Schichten I, 299.
Fallkraft, Verwandlung der F. in Bewegung I, 39.
Falmark II, 106.
Falmouth I, 378.
Faltung der starren Erdschale I, 290. 532, der Gebirge I, 538 ff.
Faltungsthal s. synclinales Thal.
Faraday: Erregung von Elektricität durch das mechanische Zerreissen von Flüssigkeitstheilchen I, 132.
— Änderung des Vorzeichens der Elektricität durch Beifügung fremder Substanzen zu dem Elektricitätsquell I, 133.
— über das Zusammenfrieren von Eistheilchen unter Anwendung von Druck II, 350.
— Lichtentwicklung durch magnetische Kräfte II, 476.
Farnbäume II, 532. 559. 564. 575. 576. 579. 581. 589. 590.
Farne im Devon I, 307, in der Steinkohlenzeit I, 309. 340, in der Dyas I, 316, in der Trias I, 319 f., im Jura I, 322, in der Kreide I, 325, im Tertiär I, 329, in der Gegenwart II, 524. 532. 590. 592.
Fasan II, 627.
Fatehpur II, 609.
Faulhorn II, 250. 599.
Faulthier II, 612. 644.
Faunengebiete der Erde II, 614—652.
Fausthuhn, Pallas'sches II, 619.
Favre II, 361.
Faye I, 123. 125.
Faye-Möller's Comet I, 125.
Fazogl II, 499.
Federwolke II, 252. 253. 254.
Fedrige Haufenwolke II, 253.
Fedrige Schichtwolke II, 253.
Fedtschenko II, 321.
Fehling II, 305. 307.
Feigenbaum in der Kreide I, 325; riesige Dimensionen der australischen Feigenbäume II, 528. Gemeiner Feigenbaum II, 603 f. Indischer Feigenbaum s. Banyane.
Feigendisteln II, 540.
Feldmaus II, 617. 619. 621. 627. 628. 631. 635. 643. 648.
Feldspath, Volumenzunahme durch chemische Zersetzung I, 552.
Feld-Viscache II, 640. 647.
Felis (Katze) I, 336. II, 617. 619. 620. 622. 624. 625 f. 628. 630. 634. 639. 642. 647.

Felis borealis II, 626.
— caffra II, 634.
— caligata II, 620. 630.
— caracal s. Karakal.
— catus ferus s. Wildkatze.
— celidogaster II, 642.
— cervaria II, 617.
— colocollo II, 642.
— concolor s. Cuguar.
— eyra II, 642.
— Guigna II, 642.
— guttata II, 634.
— irbis II, 622.
— jubata II, 634.
— leo s. Löwe.
— leopardus s. Leopard.
— lynx s. Luchs.
— macrura II, 642.
— madagascarensis II, 639.
— maniculata II, 634.
— onca s. Jaguar.
— pajeros II, 647.
— pardalis II, 625 f. 642.
— pardina II, 620.
— pardus s. Panther.
— rufa II, 626.
— serval II, 634.
— spelaea I, 336.
— strigilata II, 642.
— tigrina II, 642.
— tigris s. Tiger.
— variegata II, 630.
— yaguarundi II, 625 f. 642. 647.
Felsengebirge s. Rocky Mountains.
Fenchel II, 585.
Ferdinandea I, 231.
Ferkelratte II, 643.
Fernando Noronha I, 499.
— Vaz II, 419 f.
Fernelius, Jean I, 146.
Ferrara II, 397.
Ferrel, W. II, 102 f.
Festlandsinseln s. Inseln.
Festuca duriuscula II, 518.
— ovina II, 556.
Feuerkugeln I, 111.
Feuerland I, 296. 466. 480. II, 531. 600. 602. 648 f.
Fezzan II, 160. 195. 492. 637.
Fiber zibethicus s. Bisamratte.
Fichte s. Rothtanne.
Fichtelgebirge I, 305. 317. 536.
Fick I, 55.
Ficus indica II, 560.
— pertusa II, 577
— sycomorus II, 564.
Fidschi-Inseln I, 365. 491. 498. 510. 515. II, 500. 590.
Fieberrindenbaum II, 584.
Fillefjeld II, 284.
Findlay, Alexander II, 57. 60.
Fingerhut, rother II, 519.
Fink II, 637.
Finmarken I, 185. II, 610 f.
Finnischer Meerbusen I, 382.
Finnland I, 305. 382. 473. II, 312. 383. 441 f.
Finsteraarhorn II, 353.
Finsteraarhorngletscher II, 341.
Finsterbach (Tirol) II, 385.
Fjordbildungen I, 461—485. Ihr geselliges Auftreten I, 461 f. Fj. kommen nur in Europa und Amerika vor I, 462. Auch hier sind sie auf scharf begrenzte Räume beschränkt I, 462 f. Besonders zahlreich sind sie an den Nord- und Westküsten I, 463—465. Sie sind an keine geologische Formation gebunden I, 465 f., finden sich aber nur unter hohen Breiten I, 466 f. im Gürtel mit Regen zu allen Jahreszeiten I, 467 f. und immer nur an Steilküsten I, 468 ff. Ihre Beziehungen zur Eiszeit I, 471 ff. Fj. waren oder sind noch von Gletschern erfüllt I, 471 f.; doch sind sie nicht von diesen ausgefeilt worden I, 473 ff. Vielmehr war die Zertrümmerung der Küste mit deren Aufsteigen gegeben I, 478 f.; indess wurden die Fj. durch die Gletscher vor Ausschüttung bewahrt I, 479 f. Tiefenverhältnisse der Fj. I, 480 ff. Die Verwandlung von Fj. in Gebirgsseen I, 482 ff. II, 317 f. 319. Temperaturen ihres Wassers II, 49. 50.
Firnmeer II, 336.
Firnschnee II, 336.
Firnstöss II, 340.
Firth of Clyde I, 384.

Firth of Forth I, 384.
Fische: ihr Auftreten im Silur I, 306. Über die Art und Grösse ihrer Verbreitung II, 607, Nota 1. 609. 611 f.
Fischer, Ph.: der Meeresspiegel keine sphäroidische Fläche I, 158.
— Erdabplattung I, 164.
— Einwände gegen die Annahme eines dreiaxigen Erdellipsoids I, 166.
Fischer, Theobald II, 374 (Nota 1).
Fischotter II, 606. 608. 612. 615. 616. 624. 625. 630. 633. 641. 647.
Fischplätze, günstige II, 73 f. 77. 78.
Fischregen II, 609.
Fitzroy: Emporrücken der Küste von Chile I, 270. 357 f.
— Fluthwellen in einigen Busen Patagonien's II, 27.
— die Gezeiten im La Plata II, 411.
Fiume I, 171.
Fixsterne: ihre parallaktischen Bewegungen I, 16 ff. Bezeichnung der F. I, 17, Nota 2. Entfernungen einiger F. von der Sonne I, 18. 25 f. Zahl der mit blossem Auge sichtbaren F. I, 19. Verschiedene Grösse der F. I, 25 f. Eigenbewegung der F. I, 27 ff. Bildung neuer F. I, 33 ff. Veränderung ihrer Lichtstärke I, 54. 76. Verschiedene Typen ihrer Spectra I, 57 f. Dunkle F. I, 76 f. Röthliche F. I, 58. 288. Physische Zustände auf den F. I, 288. F. für die Erde kein wesentlicher Wärmequell II, 138.
Flachs II, 523. 562.
— neuseeländischer I, 527. II, 539. 590.
Fläming II, 431.
Flamingo II, 621.
Flammenerscheinungen bei vulcanischen Ausbrüchen I, 221.
Flamsteed I, 167.
Flandern I, 379. II, 202.
Flattach II, 328.
Flavio Gioja II, 455.
Flechten II, 530 f. 549. 592.
Flensburg II, 96.
Flex, Oscar II, 271.
Fliederbaum II, 551.
Fliegenschnäpper II, 637.
Fliehkraft, Gesetz der Abnahme der F. nach den Polen hin I, 150. 154 f. Verhältniss der F. und Schwere am Aequator I, 155.
Flinsberg II, 306.
Flitzenbach II, 328.
Flögel, J. H. L. II, 478.
Floh II, 612.
Flora (Planetoid) I, 89.
Florenbezirke II, 544—591.
Florentiner Thermometer II, 151.
Florenz II, 267.
Florida I, 361. 397. 443. II, 280. 571.
— -Strasse II, 35. 36. 59. 98.
— -Strom II, 36. 48. 59—63. 73. 98 f. 103.
Flugbeutler II, 650.
Flughörnchen II, 624. 626. 630. 634. 643.
Flussaal II, 611.
Flusspferd II, 628. 635 f.
Flussschwein s. Capybara.
Fluth und Ebbe hemmen die Erdrotation I, 50 f. F. u. E. im Erdinnern I, 267. F. u. E. verrichten die Dienste eines Schlämmwerkes I, 292, üben eine zerstörende Wirkung aus I, 434 f., seltener eine aufbauende Thätigkeit I, 435. 443, begünstigen die Dünenbildung I, 452. Entstehung der F. u. E. II, 14—17. Ungleichheiten in der Fluthentwicklung (besonders Taubefluth und Springfluth) II, 17 ff. Art der Wasserbewegung, durch welche Fluth und Ebbe entstehen, II, 19 ff. Verbreitung der Fluthwellen (Hafenzeit, Homopleroten) II, 21 ff. Höhe der Fluth II, 26 ff. Cumulation zweier Fluthwellen II, 29. Neutralisation durch das Zusammentreffen von F. u. E. II, 29 f. F. u. E. in Rand- und Binnenmeeren II, 30 ff. Ihre Wirkung auf den Wasserstand von Brunnen II, 293 f. Ihr Einfluss auf die Entwicklung der Deltas II, 408—411.
Fluthbett eines Stromes II, 377.
Fluthen, Zerstörungen durch hohe Sturmfl. I, 379.
Flyschformation I, 294. 330.
Focus einer Erderschütterung zu bestimmen I, 247. Tiefe desselben I, 253.

Föhn II, 364.
Föhr II, 293.
Foeniculum II, 585.
Folsom II, 301.
Fonck I, 357, Nota 3.
Fontana Fredda I, 554.
Foraminiferen I, 304. 326.
Forbes, David: Flammenerscheinungen am Vesuv I, 221.
— Verquetschung von Fossilien bei der Aufrichtung der Gebirge I, 539 (Nota 1).
— über Gletscherbewegung II, 344. 348.
Forbes, Edward II, 103.
Forbiger I, 524 (Nota 2).
Forchhammer: seculäre Hebungen und Senkungen auf Jütland I, 381.
— chemische Zusammensetzung des Meerwassers I, 552. II, 4 (Nota 1). 11 (Nota 1). 12, Nota 2.
Forel II, 320 (Nota 2).
Formationen, geolog., Namen der I, 294. Material, Pflanzen- u. Thierwelt, Verbreitung I, 302—338.
Formentera I, 160. 161.
Formica omnivora II, 607.
Formosa I, 368. 492. II, 76. 77.
Forshey II, 423.
Forster, Joh. Reinh.: emporsteigende Koralleninseln I, 364 f.
— Ähnlichkeit der Umrisse Südamerika's, Afrika's und Australien's I, 397.
— Zuspitzung der Weltinseln nach Süden I, 503.
— Thierleben auf den Südseeinseln I, 509.
— Vegetation der Osterinsel I, 513.
— Drehungsgesetz der Winde II, 223.
Fort Brooke II, 280.
— Cartin I, 377.
— Churchill II, 191.
— Confidence II, 194.
— Garry II, 495. 497.
— Gibson II, 497.
— Kearny II, 496.
— Leavenworth II, 281.
— Monroe II, 280.
— Norman II, 572.
— Reliance II, 197.
— Saint Ange II, 106.
— San Michael (Territ. Aljaska) I, 360.
Fort Simpson I, 186.
— Smith II, 497.
— Snelling II, 281.
— Socoa II, 106.
— Union (Neu-Mexico) II, 497.
— William I, 370.
— Yuma II, 273.
Foss I, 458 (Nota 2).
Fossilien: Mittel zur Bestimmung des Alters der Formationen I, 295.
Foster I, 156.
Fouqué I, 236.
Fourcroya longaeva II, 540.
Fox I, 196.
Fraas: häufige Erdbeben im Jordanthal I, 264.
— Senkungserscheinungen im Nildelta I, 372, Nota 3.
— Aufsteigen der Küste von Palästina I, 373.
— die zerstörende Kraft der Sonnenwärme I, 428.
— Ritzung der Felswände durch die von Winden fortgetriebenen Sandmassen I, 451.
— über die Jordanthalspalte II, 325 f.
— Spuren einer Eiszeit im Libanon II, 361, Nota 6.
— die Strombewegung des Nil's an seiner Mündung II, 423.
Fractocumulus II, 253. 254.
Franken I, 308. 320. 321. II, 334.
Frankfurt a. M. II, 258.
— a. O. II, 276.
Frankland I, 69.
Franklin, Benjamin II, 60 f. 84. 97.
Frankreich (Geologisches) I, 146. 148 f. 151. 153. 160. 161. 171. 266. 294. 300. 313. 315. 319. 324. 325. 327. 334. 348. 377. 422. 439. 460. (Meteorologisches:) II, 186. 201 f. 259. 275. 313. 317. 330. (Biologisches:) II, 523. 550. 551. 603 f. 609.
Franzenscanal II, 396.
Franz-Joseph-Fjord (Grönland) I, 480.
Franz-Joseph-Gletscher (Neuseeland) I, 472. II, 354. 366.
Franz-Joseph-Land II, 479.
Fraserfluss I, 360.
Fraunhofer'sche Linien I, 67.

Fraxinus s. Esche.
Freeden, W. v. II, 69. 199.
Freetown II, 263.
Freiberg (Sachsen) I, 192.
Freiheit, menschliche, in ihrem Verhältniss zur kosmischen Ordnung I, 8.
Frejus I, 193.
Freshfield II, 361.
Frettchen II, 620.
Freundschaftsinseln I, 228. 365. 497. 498. 515.
Freycinet, Louis de I, 156.
Freytag II, 519 (Nota 1).
Friesland I, 378 ff. 456. 459.
Fringilla II, 637.
Frisches Haff I, 381. 443. 458.
Frische Nehrung I, 442 f. 457. 458.
Fritsch, Gustav II, 399.
Fritsch, K. v. II, 361.
Fritsch II, 259.
Fritz, H. I, 185, Nota 4.
Frondicularia I, 326.
Froschregen II, 609.
Froschsaurier in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317.
Frühlingsmiere II, 519.
Fruholm II, 64.
Fuchs, C. W. C.: Zahl der Vulcane I, 231.
— höchste Vulcane I, 240.
— Senkungen, hervorgerufen durch Erdbeben I, 269 (Nota 2).
— keine Hebungen bei dem Erdbeben von Chile im J. 1835 I, 271 (Nota 1).
Fuchs, antarctischer II, 647.
— brasilianischer II, 642.
— dreifarbiger II, 626.
— gemeiner II, 606. 608. 615. 617. 620. 622.
— japanischer II, 624.
Fuchseichhorn II, 626.
Fuciner See II, 326.
Fucoiden I, 304.
Fucus natans II, 63.
Fuglenaes I, 162.
Fukian-Strasse II, 76.
Fumarolen I, 226. 228.
— des Tandurek I, 234.
Funchal I, 258.
Fundybay I, 391. II, 27 f. 409.
Furka I, 538.
Fuss II, 132.
Fusus I, 326.
Fu-tscheu I, 368.

Gabes, Golf von (Kleine Syrte) I, 373. 375. II, 31.
Gaeta I, 441.
Gaishornsee II, 328.
Galactodendron II, 578.
Galago II, 633. 639.
Galápagos I, 231. 391. 494. 498. 510. 513. 514. 525. 530. II, 78. 590.
Galerites I, 326.
Galictis II, 625 f. 641. 642. 647.
— barbara II, 625 f. 642.
— vittata II, 641. 647.
Galidia II, 639.
Galidictis II, 639.
Galilei: über Sonnenflecken I, 60.
— Lichtbrücken zwischen Sonnenflecken I, 63.
– Vermuthung über den „Abscheu der Natur vor dem Leeren“ II, 111.
— wahrscheinlich der Erfinder des Florentiner Thermometers II, 151, Nota 1.
Galle I, 98.
Gallus ecaudatus II, 632.
Galmeiveilchen II, 518 f.
Galway I, 475. II, 277.
Gandecken II, 340.
Ganges II, 28. 401. 409. 410. 423 f. 433. 435.
Gangesdelta I, 369 f. 393. II, 426.
Gangesebene I, 406. II, 630.
Ganoiden, heterocercale, im Devon I, 308, in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317; ihr Aussterben im mesozoischen Zeitalter I, 318.
Ganoiden, homocercale, ihr Auftreten im mesozoischen Zeitalter I, 318; ihr Vorkommen im Jura I, 322, in der Kreide I, 327, im Tertiär I, 328.
Gans, wilde II, 623.
Gantstock II, 358.
Gardasee I, 483. 534. II, 212. 314. 316. 331. 359.
Gardner II, 440, Nota 2.
Gariep II, 566.
Garonne, untere, s. Gironde.
Garonnebecken I, 327. 329. 334.
Gartenschläfer II, 620.

Garuas II, 493. 582. 586.
Gascogne II, 552.
Gascoigne, William I, 148, Nota 3.
Gasipur II, 423.
Gaspé-Halbinsel II, 444.
Gasquellen I, 225 ff. II, 309—311.
Gastein II, 294. 305. 384.
Gatterer I, 430.
Gauchos II, 516.
Gault I, 325.
Gaultheria odorata II, 601.
Gaur II, 631.
Gaurisankar I, 571.
Gauss: Hannover'sche Gradmessung I, 162. 165.
— die Lage des südlichen Magnetpols II, 458.
— magnetische Tafeln II, 460.
— absolutes Mass für die örtliche Stärke der magnetischen Erdkraft II, 461.
— Theorie des Erdmagnetismus II, 465.
Gavialis gangeticus II, 632.
— tenuirostris II, 632.
Gayal II, 631.
Gay-Lussac I, 221. II, 162.
Gaylussacia buxifolia II, 601.
Gazelle, gemeine II, 621.
Geanticlinalen (Dana) I, 556.
Gebirge: Ablenkung des Lothes durch G. I, 173 ff. Zunahme der Erdwärme nach unten in G. I, 188 ff. Heftige Zerstörungen am Fusse der G. bei Erdbeben I, 246. Alter der G. I, 297 f. G. nicht massgebend bei der Gestaltung des Trockenen I, 401. 406. Ihr Effect beim Aufbau der Continente I, 403. 424 f. G. auf dem Boden der See ein irriger Begriff I, 405 f. G. eine Schutzwehr gegen das anstürmende Meer I, 441. Das Aufsteigen der G. erfolgte an den Rändern der Festlande I, 533 f. An den festländischen Abhang der G. lagern sich vielfach Hochlande an I, 534. Parallelismus der Gebirgsketten, keine wahre Durchkreuzung derselben I, 536 f. Verschiedenartige Neigung der Gehänge I, 537 f. Faltung der Schichten I, 538 ff. (Fächerstructur I, 540 ff., Überkippung I, 540. 542 f., Stauchung I, 543, Spaltenbildungen und Verwerfungen I, 544). Der ruinenhafte Charakter der G. I, 546 f. II, 381 f. Die gebirgserhebenden Kräfte I, 549—560 (Krystallisation I, 549 ff., chemische Zersetzung I, 551 ff., Vulcanismus I, 554, Contraction der Erde und seitlicher Druck I, 555 ff.). Die Aufrichtung der G. ein ausserordentlich langsam fortschreitender Process I, 557 f. Kartographische Darstellung der G. I, 561 ff. Abnahme der Temperatur an den Abhängen der G. II, 167—173. Die Entwicklung der Winde wird durch G. gehemmt II, 206 f. G. als Wolkenverdichter II, 256 f. 272. 277 f. 282. Entstehung der Gebirgsseen II, 326—329, ihre Zuschüttung I, 547 f. Erosion in den G. II, 375—385. G. hindern die Verbreitung des organischen Lebens II, 453. 526 f. 599. 611 f. Änderungen des Pflanzenlebens an den Abhängen der G. II, 524—527. G. dienen bisweilen als Brücke für wandernde Thiere II, 608.
Gebirgsfeuchtigkeit II, 289.
Gebirgsseen, ihre Entstehung II, 326—329, ihre Zuschüttung I, 547 f.
Gefle I, 352. 383.
Gefrierpunkt des Salzwassers II, 39 ff.
— Erniedrigung desselben durch Druck II, 349.
Geier II, 612 f. 618. 621. 624. 627. 631. 650.
Geikie, Archibald II, 361 (Nota 2). 452.
Geinitz, E. I, 416.
— H. B. I, 340. 380.
Geissler'sche Röhren I, 128.
Gelbes Meer II, 11.
Gelderland I, 378.
Gellibrand II, 466.
Gemässigte Zonen II, 140 f.
Gemmi I, 543.
Gemse II, 613. 618.
Genett-Katze II, 620. 634.
Genf I, 175. II, 120. 168. 171. 172 f. 359. 365. 413. 448. 501. 605.
Genfer See II, 320. 413, Nota 1. 441.
Genista tinctoria II, 519.

Gensanne I, 190.
Gentiana germanica II, 519.
— prostrata II, 600.
Genua II, 202. 501.
Geoffroy Saint-Hilaire I, 504, Nota 2. II, 638.
Geoid, sein Verhältniss zum reinen Sphäroid I, 167.
Geologische Karten I, 298 ff.
Geonoma II, 578. 579.
Georgien (Vereinigte Staaten) I, 362. II, 280. 428.
Georhychus II, 635.
Geosaurus I, 323.
Geosynclinalen (Dana) I, 556.
Gepaatschgletscher II, 353.
Gepard II, 634.
Gera II, 334.
Gerstäcker II, 498.
Gerste II, 520—523 (Wärmequantum zur Reife der G.). 572. 598. 657.
Gerstenberg, K. v. II, 335.
Gesellschaftsinseln I, 365. 497.
Gesser I, 268.
Gestalt der Erde I, 139 ff.
Gesteine, geschichtete (Sedimentär-) I, 290 f. Massen- (Eruptiv-) G. I, 291 f. Zoogene und phytogene G. I, 291. Verhalten der G. gegenüber den eindringenden Meteorwassern II, 288 f.
Geum II, 595.
Gewächse s. Pflanzen.
Gewitter, Begleiter vulcanischer Ausbrüche I, 219.
Gewürznelkenbaum II, 534. 562.
Gex II, 357. 358.
Geysir, Grosser I, 226. II, 295—299. 305 f. 309.
Gezeiten s. Fluth und Ebbe.
Giacomo, Pietro, di Toledo I, 208.
Giant II, 302.
Giantess II, 302.
Gibbon II, 629.
Gibraltar I, 447. II, 22. 193. 620.
— Strasse von I, 389. II, 12. 104.
Giens, Halbinsel I, 446.
Giessen I, 257.
Gila II, 407. 412.
— Thal des II, 273. 516.
Gilbert, William II, 457.
Gilbert-Inseln I, 365.
Gill II, 449.
Gillenfeld I, 217.
Gilolo I, 369. 393 ff. 406.
Giraffe II, 612. 628. 636.
Girard II, 157. 401.
Girgenti I, 375.
Giromagny I, 190.
Gironde I, 377. II, 28. 409. 424.
Glacier du Géant II, 344. 346.
— du Talèfre II, 343. 345.
Glagaschilf II, 562.
Glaisher: Ballonfahrten II, 163 ff. 250.
— seculäre Veränderung des Klimas II, 200.
Glarus (Canton) II, 358.
Glasgow II, 208.
Glaubersalzwasser II, 306.
Glaukonitmergel I, 294.
Gleichgewicht zwischen den Massen des Meeres und der Erdfesten I, 427 f.
Gleichmässiges Klima II, 189—192. 194, besonders in den Aequatorialgegenden II, 141 f.
Gleichung, persönliche I, 171.
Gleitungstheorie (Gletscher) II, 348.
Gleiwitz I, 315.
Glenarm II, 190.
Gletscher: erodirende Kraft der G. I, 473 ff. Gletscherfragmente, welche als Eisberge im Oceane umherirren, II, 72. Weiteres Vordringen und Rückzug gewisser G. II, 202. G. veranlassen die Bildung von Eisseen II, 326 f. oder von Moränenseen II, 328. G. bewahrten Thalmulden (spätere Seebecken) vor Zuschüttung II, 328 f. Ausgangsort der G. II, 336 f. G. sind Eisströme II, 337. Bänderstructur des Gletschereises II, 337—340. Oberfläche der G. II, 340. Moränen, Gletschertische II, 340—342. Gletscherspalten II, 342 f. Grundmoräne II, 343. Bewegung der G. II, 344—348. Dilatations- und Gleitungstheorie, Plasticität des Gletschereises II, 348—353. Die G. der Vorzeit II, 356—368.
Gletscherschliffe I, 471. 475. II, 343. 357 ff.

Gletscherspalten: Querspalten II, 342 f., Längsspalten II, 343.
Gletschertische II, 341.
Glimmerschiefer I, 302.
Glos, de II, 123.
Glossina morsitans II, 638.
Glossophaga II, 641.
Gluthflüssigkeit Jupiter's I, 93 f., Saturn's I, 96, des Uranus I, 97; ehemalige G. des ganzen Erdballs I, 279 ff.; jetzige G. des Erdinnern I, 283 ff.
Gmelin I, 185. 367. II, 132. 197.
Gneiss, Entstehung I, 302 ff. Volumenzunahme des G. durch chemische Zersetzung I, 551 f.
Gneissfächer in den Alpen I, 540. 542.
Gnu II, 636.
Goa I, 370.
Gobi II, 454. 515. 516 f. 622.
Gobius fluviatilis Bonelli II, 316.
Godin I, 152. 161. II, 123.
Gömüschtepe II, 408.
Göppert, H. R. I, 340.
Görghen II, 408.
Goethe I, 542.
Götheborg I, 383. II, 175.
Göttingen I, 162. 250. 324. II, 193. 471. 475. 476.
Gogra I, 369.
Gold, besonders in den Meridiangebirgen I, 10, in der archäischen Formationsgruppe I, 301 f., im Seifengebirge I, 302. 335.
Goldmaulwurf II, 633.
Goldschmidt I, 88.
Goldwäscherei in Australien I, 438.
Golfo de las damas II, 216.
Golfstrom: grosser Salzgehalt seines Wassers II, 7 f. Hohe Temperaturen des G. II, 35. Genauere Feststellung des Begriffes G. II, 59 f. Bedeutung des G. für Europa II, 63. Mächtigkeit seiner Strömung II, 63 ff. Sein weites Vordringen nach Norden II, 65 ff.; wimpelartige Bewegung des G. innerhalb der jährlichen Periode II, 69 f. Vergleich mit dem Kuro Siwo II, 77. Vorherrschende Südwestwinde im Gebiete des G. II, 99. Einfluss des G. auf den Gang der Isothermen II, 177. Transport der Pflanzen durch den G. II, 67 f. 593.
Golfstrom-Inseln I, 367.
Golling II, 384.
Gomara II, 658.
Gomera II, 596.
Gomphocarpus fruticosus II, 596.
Gomphoceras I, 306.
Goniatites I, 307. 314.
Goodrich II, 217.
Gordon I, 234.
Gorée II, 123.
Gorilla II, 633.
Gorner-Gletscher II, 341. 353.
Gotha I, 324.
Gottland (Insel) I, 306.
Gough I, 499.
Gould I, 361.
Gourliea II, 585. 586.
Gournier II, 402.
Grad, Charles II, 328.
Gradmessungen: I, 143 ff. Breitengradmessungen: älteste G. in Aegypten I, 143 ff., G. des Fernelius I, 146, des Snellius I, 146 ff., französische G. I, 148 f. 151. 160. 161, lappländische G. I, 152, peruanische G. I, 152 f. 161, erste und zweite ostindische G. I, 161 f. 176, englische G. I, 162. 173, hannover'sche G. I, 162. 173, dänische G. I, 162, preussische G. I, 162. 173, russische G. I, 162. 173, schwedische G. I, 162, capländische G. I, 162. Längengradmessungen I, 167 ff.
Gräffe, Eduard I, 498, Nota 2. II, 500, Nota 2.
Gräger II, 207 f.
Gräser (besonders mit Rücksicht auf ihren Nahrungswerth) II, 530, Nota 1. 538 f. 549. 552. 554 f. 556. 562. 563 f. 566. 567 f. 569. 572. 574. 581 f. 583. 585. 587.
Graham, G. II, 459. 471.
Graham, Mrs. I, 270.
Gramineae s. Gräser.
Gramma-Gras II, 574.
Granatbaum II, 553. 558. 603.

Granatstern I, 288.
Gran Chaco II, 581.
Grandgeysir II, 302.
Granit: Geschwindigkeit der Erdbebenwelle innerhalb G. I, 245. Contraction des G. in Folge Abkühlung I, 289, Nota 1. Entstehung des G. I, 290 f. 292. Verhalten seiner Gemengtheile, wenn sie krystallinisch werden, I, 551. Volumenzunahme durch chemische Zersetzung I, 551 f. G. wird vom Wasser durchdrungen II, 288.
Grant II, 313.
Graphitflötze I, 339. 344.
Graptolithen I, 296. 306.
Grasbäume II, 569.
Grashuhn s. Crypturus.
Grasnelke II, 518.
Graubünden II, 358. 359.
Graveneire I, 242.
Gravitation, Gesetz der I, 176.
Gravitationstheorie (zur Erklärung der meridionalen Meeresströmungen) II, 91.
Gray II, 258.
Gray, Asa II, 547. 651.
Green-Mountains I, 557 f.
Greenwich II, 200. 209.
Greifstachler s. Cercolabes.
Greinerwald II, 445.
Grenelle I, 196. 198.
Griechenland I, 172. 259. 491. II, 554. 620. 634.
Grieselbär s. Ursus ferox.
Griffithides I, 314.
Grindelwald I, 542.
Grindelwald-Gletscher II, 202. 353.
Grinnell-Land I, 363.
Grisebach, A.: die Vegetation von Neu-Amsterdam I, 515.
— die Flora des indischen Archipels I, 521.
— Vegetationskarte II, 497. 548.
— über das immergrüne Laub der Mittelmeerflora II, 502.
— zur Physiognomik der Gewächse II, 530.
— die Vegetationsgebiete der Erde II, 548 ff.
— über das Vorkommen von Juniperus foetidissima auf dem Kjurdagh II, 600 (Nota 1).
Grisebach, A.: über die Flora der Magalhães-Länder II, 600.
— über die Verbreitung der Ceder II, 601 (Nota 3).
Grison II, 641. 647.
Grödener Thal I, 524.
Grönland (Geologisches:) I, 108 f. 156. 186. 326. 334. 354. 362 f. 385. 388. 461. 462. 463. 464. 466. 471. 478. 480. 551. (Meteorologisches:) II, 24, Nota 1. 68. 69, Nota 1. 72. 73. 197. 198. 212. 273. 283. 316. 354. 355. 384. (Biologisches:) II, 547. 548 f. 594. 597. 603. 608.
Grönlandsee I, 419. II, 103. Gebiet der G.-S. II, 199.
Grösse der Sonne I, 78, Mercur's I, 79, der Venus I, 83, des Mars I, 86, der Planetoiden I, 88, Jupiter's I, 89, Saturn's I, 95, des Uranus I, 96, Neptun's I, 98, des Mondes I, 98, der Erde I, 143 ff.
Grossbritannien (Geologisches:) I, 162. 165. 258. 260. 265. 300. 308. 313. 315. 316. 317. 319. 320. 321. 324. 325. 327. 334. 347. 348. 349 f. 378. 383 f. 423. 438. 439 f. 487 ff. 517 f. 523. 530. 531. 536. (Meteorologisches:) II, 24 ff. 190. 202. 207 f. 227. 259. 275. 277. 278. 287 f. 334. 356. 361. 365. (Biologisches:) II, 501. 507. 523. 551. 598. 609. 613. 617. 656. 657.
Grosser Bären-See II, 413.
Grosse chinesische Mauer II, 515.
Grosser Ocean (Stiller Ocean, Südsee) I, 159. 363. 386. 400. 403. 413—418. 420. 430. 496 ff. II, 8 f. 10 f. 22. 24. 26. 37. 51 ff. 75—78. 90 f. 100 f. 106. Gebiet des G. O. II, 177. 186 ff. 212. 219 f. 260. 261. 265. 268. 269 f.
Grosser Salzsee II, 334. 399.
— Sklavensee II, 413.
Grove's Apparat I, 40.
Gruben: Temperatur der Grubenluft, des Grubenwassers und Grubengesteins I, 190 ff. — Die tiefsten G. I, 192 f.
Grüner II, 348.
Grundwasser II, 289.

Grusien II, 276.
Grus pavonia II, 621.
— virgo II, 621.
Gryphaea I, 322. 326.
Guaçu-Wald II, 579 f.
Guadalimar II, 369.
Guadalquivir II, 369.
Guadarmeno II, 369.
Guadeloupe I, 225. 447. II, 195.
Guadiana menor II, 369.
Guadua II, 538.
Guajira I, 397.
Guanako II, 644. 648.
Guavabaum I, 528.
Guayana I, 359. II, 219. 261. 418 f. 420. 577. 578. 641. 642. 645.
— Hochland von I, 390. II, 433.
Guayaquil I, 184.
Guazuy II, 648.
Gudbrandsdalen II, 451.
Gudumholm I, 381.
Gümbel I, 304. II, 329 (Nota 2). 360.
Gürtelthier II, 627. 644. 648.
Gufferlinien II, 340.
Guiena II, 369, Nota 1.
Guilandina Bonduc II, 68.
Guilding II, 608. 656 (Nota 3).
Guinea II, 263. 565.
Guinea, Busen von II, 34. 57.
Guinea-Inseln I, 494. 499.
Guinea-Strömung II, 8. 56. 57 f. 87. 89 f.
Guiot von Provins II, 455.
Gulo borealis s. Vielfrass.
— luscus II, 615. 625.
Gundelsheimer II, 524.
Gunter II, 466.
Gunung-Bromo I, 216.
— -Guntur I, 226. 241. 242.
— -Lamongang I, 217.
— -Merapi I, 225.
— -Pĕpandajan I, 242.
— -Sĕgoro-wedi I, 216.
— -Sumbing I, 208.
— -Tĕmboro I, 242.
— -Tĕnggĕr I, 216.
Gurglergletscher II, 345.
— Eissee des II, 327, Nota 1.
Gurlt I, 477.
Guthe, Herm.: Landverlust durch Sturmfluthen an dem Südufer der Nordsee I, 379.
Guthe, Herm.: das Wandern der Dünen auf den friesischen Inseln I, 456.
— Pflanzen zur Befestigung der Dünen I, 459. 460 (Nota 1).
— Reichthum der Insel Borkum an endemischen Gewächsen I, 518, Nota 2.
Gymnotus II, 646.
Gymnura II, 629.
Gypogeranus II, 637.
Gyrenbad II, 357.
Gyronde II, 371.

Haakedorn II, 566.
Haar-Gebirge II, 308.
Haarhygrometer II, 243.
Haarlem II, 183, Nota 1.
Haast I, 522. 527. II, 354. 367.
Habrocebus II, 639.
Habrocoma II, 647 f.
Hackenthier II, 651.
Hadley, George II, 216.
Hällström I, 382.
Haematoxylon II, 577.
Härtegrad des Wassers II, 305.
Hafenzeit II, 21 f. 26.
Hahn, F. G. I, 357, Nota 2. I, 366 (Nota 2).
Haide II, 513, Nota 1.
Haidekräuter s. Ericeen.
Haie, Auftreten der echten H. im mesozoischen Zeitalter I, 318.
Hainbuche II, 551.
Haïti I, 360. 523. II, 534. 546. 577. 641.
Hakodadi II, 270.
Halbaffen II, 629. 633. 639.
Halbinseln, ihre Richtungen I, 396 f.
Haleb I, 268.
Halicore II, 637. 650.
— cetacea II, 637.
Halifax II, 69. 175 f.
Hall (Astronom) I, 88.
Hall (Geolog) I, 208. 556.
Hall (in Tirol) II, 307. 334.
Halle a. S. I, 250. II, 249. 306. 334. 522.
Hallein II, 334.
Halley: Nachweis einer Eigenbewegung der Fixsterne I, 27.
— die Nebelflecke bestehen zum Theil aus leuchtendem Dunst I, 30.

Halley: liefert die erste Barometerformel für Höhenberechnungen II, 114.
— Windwechsel die Hauptursache der nichtperiodischen Schwankungen des Barometerstandes II, 128 f.
— nimmt gleichen mittleren Barometerstand für alle Orte der Erde an II, 130.
— über den Siedepunkt des Thermometers II, 152.
— über die östliche Ablenkung des Passats II, 216.
— erster Entwurf einer Declinationskarte (Erdmagnetismus) II, 461.
— über die seculäre Variation des Erdmagnetismus II, 469 f.
— Beziehungen zwischen Nordlicht und Erdmagnetismus II, 476.
Halley's Comet I, 122. 124. 128.
Halophyten II, 518. 555. 562. 569. 573. 585.
Haloxylon Ammodendron II, 556.
Halsband-Nabelschwein s. Dicotyles torquatus.
Halysites I, 306.
Hamburg II, 22. 199. 276. 425.
Hamites I, 326.
Hammada II, 563.
Hammam-Meskhutin, Quellen von II, 294.
Hammerfest I, 156. 383. II, 69.
Hamster II, 617. 619. 621. 626. 628. 635.
Hamster, gemeiner II, 617. 619.
Handeck II, 384.
Hanf II, 523. 597.
Hangö-Udd I, 382.
Hang-tscheu II, 28.
Hankel I, 134.
Hann, J.: über das Verschwinden aller Temperaturschwankungen nach oben II, 171 f.
— Temperaturen in höheren Breiten der südlichen Hemisphäre II, 183 f.
— die Winde in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre II, 233—236.
Hannover (Prov.) I, 162. 165. 294.
Hannover (Stadt) I, 327. II, 334.
Hansen I, 100. 170.
Hansteen: russisch-skandinavische Gradmessung I, 162.
— Meereshöhe von Irkutsk II, 132.
— über den Erdmagnetismus II, 460. 468. 470.
Hapale II, 641.
Hapalotis II, 650.
Haparanda I, 382.
Harafura-See I, 489.
Harpyia destructor II, 645.
Hartburn I, 440.
Harte, W. I, 378.
Hartley II, 402.
Hartmann, Georg II, 457.
Hartmann, R.: Wirkungen der Sandstürme in der Wüste I, 449, Nota 1.
— Ritzung der Felswände durch die vom Winde bewegten Sandmassen I, 452.
— Wasserführung des Nil II, 401 (Nota 1).
— Steppen am oberen Nil II, 499.
Harton (Kohlengrube bei Newcastle) I, 179.
Hartung I, 203.
Harz I, 298. 308. 316. 317. 320. 327. 533 II, 277. 278. 365.
Haschisch II, 523.
Hase II, 615. 616. 617. 619. 621. 622. 624. 627. 631. 635. 642. 643. 648.
— gemeiner II, 617. 619. 621.
— japanischer II, 624.
— veränderlicher II, 615. 617. 622.
Haselhuhn II, 623.
Haselmaus II, 620.
Haubenadler II, 645.
Hauer, v. II, 307.
Haufenwolke II, 252. 253. 254.
Haughton I, 179.
Hausen II, 611.
Haushofer, K. I, 546 (Nota 1).
Hausmaus (Mus musculus) II, 610. 617. 624. 626. 635. 643.
Hausratte (Mus rattus) II, 610. 617. 626. 635. 643. 657 f.
Haussperling II, 656 f.
Hayden, F. V. II, 301 ff.
Hayes: seculäre Hebung an der Westküste des nördlichen Grönland I, 363.

Hayes: niedrige Temperaturen im Smithsunde II, 197.
— der Verdunstungsprocess vollzieht sich auch bei starker Kälte II, 240.
Hayes, des II, 123.
Heau (Insel) I, 525.
Heberden II, 258.
Hebriden I, 439. 479.
Hebung, seculäre, des Bodens I, 293. 352 ff. 385 ff.
Hedenström I, 367. II, 66.
Heer, Oswald: Bildung der Kohlenlager I, 311.
— Klima in der Kreidezeit I, 326.
— Verwandtschaft jungtertiärer Gewächse mit solchen der Gegenwart I, 332.
— diluviale Pflanzen I, 335 f.
— über Torfbildung I, 342.
— die Vegetation von Madeira I, 516. II, 501.
— die oberrheinische Tiefebene zur Jurazeit I, 533.
— über die Seekreide II, 324.
— über die Moränen des Aargletschers II, 341 (Nota 1).
— Annahme zweier Eiszeiten II, 356 (Nota 1).
— über die Eiszeit in der Schweiz II, 357 ff.
— die Ursache der Eiszeit II, 363.
— über die Temperaturen zur Eiszeit II, 365 f.
— das Jurameer nördlich der Alpen II, 445 (Nota 2).
Heidelberg II, 536.
Heidler I, 227.
Heim I, 559, Nota 1. II, 384 (Nota 2).
Heis I, 111. 115.
Heisse Quellen II, 294 ff.
Hekla I, 214.
Hela (Halbinsel) I, 454. II, 293.
Heladotherium I, 333.
Helgoland I, 143. 380. 524. II, 22. 424.
Heliconia II, 524, Nota 2. 576. 578. 579. 581.
Helictis II, 629. 630.
Hell, Pater I, 352.
Helland: lässt die Fjorde durch Gletscher ausfurchen I, 472. 478.
Helland: Erklärung der seichten Schwellen am Eingang der Fjorde I, 481.
Helleborus foetidus II, 519.
Hellmann II, 258.
Hellwald, Friedr. v. I, 378, Nota 2.
Helmersen, Gregor v. II, 362, 495.
Helmholtz, H.: die Verwandlung der Kräfte I, 41 (Nota 1). 42 (Nota 2).
— das Weltall etwas Vergängliches I, 45 ff.
— Ursprung der Sonnenwärme zurückgeführt auf die Verdichtung des Sonnenkörpers I, 46.
— Experimente zur Erläuterung des Gletscherphänomens II, 350 ff.
Helmkuckuck II, 637.
Helsingborg I, 383.
Helsingör II, 31.
Helveto-germanisches Meer (Jurazeit) I, 301.
Hemlocktanne II, 523.
Henwood I, 196.
Herbstregen in Westeuropa vorwaltend II, 274 f.
Herculanum I, 223. 229.
Hercules, α (Fixstern) I, 58.
Heritiera litoralis I, 370.
Hermelin (Mustela erminea) II, 615. 625.
Herodot: Schicksal der von Kambyses nach der Oase des Jupiter Ammon gesandten Expedition I, 448.
— über die Nilmündung II, 406.
— Südrussland eine Steppe II, 490 f.
Herpestes (Manguste) II, 620. 628. 630. 634. 639.
— ichneumon II, 620. 634.
— numidicus II, 620.
— Widdringtonii II, 620.
Herrmann II, 154.
Herrnhut (Grönland) I, 114.
Herschel, Sir Alexander I, 113.
Herschel, Miss Caroline I, 34.
Herschel, Sir John: identificirt Nebelflecke und Sternenhaufen I, 20.
— scharfe Begrenzung der Milchstrasse I, 22.
— die Milchstrasse ein Ring von Sternenschwärmen I, 22 f.
— Nebelflecke vorzugsweise in sternenöden Räumen I, 34.

Herschel, Sir John: die Umgebung der Magalhães'schen Wolken I, 35.
— Annahme einer planetarischen Hülle um die Sonne I, 65.
— Zonen der Sonnenflecken I, 73.
— Jupiter stört bisweilen die Cometenbahnen I, 125.
— der Mond ein Zeiger am Zifferblatt des Himmels I, 170.
— Möglichkeit einer Abplattung der Erde durch Meereserosion I, 281.
— Druck im Erdinnern nicht vermindert durch die brückenbogenartige Wölbung der Erdkruste I, 285.
— planetarische Nebel I, 288.
— seculäres Aufsteigen von Morea I, 374.
— Wirkungen der Windwellen in der Tiefe I, 436.
— über die Entstehung der Continente und Gebirge I, 554 f.
— der Silbergehalt der Oceane II, 5 (Nota 1).
— die Fluth in der Fundy-Bay II, 28.
— Anhänger der Lehre von den Driftströmungen II, 84.
— Temperaturdifferenzen genügen nicht, die meridionalen Meeresströmungen zu erklären II, 95.
— über die Entstehung des Florida-Stromes II, 98.
— über die Wasserführung des Ganges II, 401 (Nota 3).
— über den Einfluss von Fluth und Ebbe auf die Deltabildung II, 408 f.
Herschel, Sir William: Zahl der in der Milchstrasse sichtbaren Sterne I, 18 f.
— Bau der Milchstrasse I, 19.
— dunkle Oeffnungen in der Milchstrasse I, 19.
— Bewegungen eines Doppelnebels in den Zwillingen I, 32.
— Nebelflecke vorzugsweise in sternenöden Räumen I, 33 ff.
— Beobachtung des grossen Sonnenfleckens von 1779 I, 64 ff.
— Bewohnbarkeit der Sonne I, 79.
— Saturn vierschultrig I, 96.
— Entdeckung des Uranus I, 96.
— Farbe des Cometen von 1811 I, 128.
— Granatstern (Cepheus, Nr. 7582) I, 288.
Hervey-Inseln I, 479.
Herzogenrath, Erdbeben von I, 250. 253. 254. 256. 257. 263.
Hesperomys II, 643. 648.
Hessen I, 293. 320.
Heterocephalus II, 635.
Heuschrecke II, 596. 607. 632. 638. 646.
Hevelius, Johann I, 123, Nota 1.
Hexenbrunnen II, 290 f.
Hibbert I, 441.
Hiera (äol. Ins.) I, 203.
Hildburghausen I, 319.
Hill, Walter II, 528.
Himalaya (Geologisches:) I, 81. 176. 306. 328. 406. 533. 534. 535. 569. (Meteorologisches:) II, 157. 169. 271. 272. 283. 284 f. 354. 382. 401 f. 433. (Biologisches:) II, 525 f. 561. 600. 601. 602. 611. 622 f. 634.
Hind, Henry Yule: über die Thierwelt von Anticosti I, 500.
— Relictenfauna im Michigan-See II, 319 (Nota 4).
— die landschaftliche Bedeutung der Flechten in Labrador II, 530 f.
Hindernisse für die Verbreitung der Pflanzen II, 599, der Thiere II, 610—613.
Hinds II, 547.
Hindukusch I, 537. II, 634.
Hintereisferner II, 353.
Hinterindien II, 269. 270. 558 ff. 629—632. 655.
Hiob I, 542 f.
Hipparch I, 286. 287. II, 144.
Hipparion I, 333.
Hippokrates II, 490, Nota 1.
Hippophaë rhamnoides I, 459.
Hippopotamus I, 336.
— amphibius II, 635 f.
Hippuriten I, 296. 326.
Hippuritenkalk I, 246. 326.
Hira II, 406.
Hirsch s. Cervus.
Hirse II, 562. 598.
Hirtenvogel II, 649.
Hirundo II, 637.
Hoang-ho II, 410. 424.
Hobarton II, 194. 458. 474.
Hobson-Bay I, 366.

Hochland (Insel im Finnischen Meerbusen) I, 162.
Hochschwab-Gruppe I, 568.
Hochstetter, Ferd. v.: Lehre von der Aufschüttung der Vulcane I, 203.
— keine Erhebungskrater auf Neuseeland I, 204.
— innere Structur der Vulcane auf dem Isthmus von Auckland I, 209 ff.
— Eozoon Canadense im Böhmer Wald I, 304.
— seculäre Hebungen und Senkungen auf Neuseeland I, 366.
— Berechnung von Tiefen des Stillen Oceans auf Grund der Wellengeschwindigkeit I, 415, Nota 1.
— fing den Distelfalter in allen fünf Erdtheilen I, 510. II, 656.
— über die Thier- und Pflanzenwelt Neuseeland's I, 522.
— Eintheilung der Quellen II, 290 (Nota 1).
— über das neuseeländische Geysirgebiet II, 299—301.
— über die Schlammvulcane auf Neuseeland II, 311 (Nota 3).
— die Riesenkessel bei Golling II, 384 (Nota 4).
— tropische Farne in der Nähe heisser Quellen der gemässigten Zone II, 592.
Hochufer II, 377.
Hochwasser, Stromspiegel bei II, 373. Flussbett bei H. II, 377. Mächtige Kraftentfaltung der Flüsse bei H. II, 379 ff. 390. Die Grösse der Schwellung im Vergleich zum Niederwasser II, 400 ff.
Höhe, mittlere, der Continente I, 421 ff., H. der Atmosphäre II, 108—110.
Höhenklima II, 170 f.
Höhenmessung, barometrische II, 111 ff.
Höhenschichtenkarten I, 563 ff.
Höhlenbär I, 336.
Höhleneule II, 649.
Höhlenhyäne I, 336.
Höhlenlöwe I, 336.
Hoff, K. E. A. v.: Hebung der schwedischen Küsten I, 353.
— Spuren seculärer Hebung auf Tahiti I, 365.
Hoff, K. E. A. v.: über die Inseln am Ostrande Asien's I, 493.
— die ehemalige Etschmündung II, 406.
Hoffmann, Fr.: Maare im Albaner-Gebirge I, 217.
— ursächlicher Zusammenhang zwischen Erdbeben und Vulcanismus I, 260.
— Hebungserscheinungen an der Nordküste von Sicilien I, 374 f.
Hoffmann, Gustav I, 123, Nota 1.
Hoffnungsthal (Labrador) I, 186.
Hofgeismar II, 306.
Hofmann II, 132.
Hogard II, 361 (Nota 3).
Hohentwiel II, 357.
Hoher Miesing II, 118.
Hohe Tauern II, 353. 450.
Hokitika II, 194. 282. 367.
Holaster I, 326.
Holland (Geologisches:) I, 147 f. 266. 327. 334. 378. 423. 452. 457. 458. 460. (Meteorologisches:) II, 212. 227. 275. 365. (Biologisches:) II, 551.
Hollunder II, 595.
Holochilus II, 643. 648.
Holoptychius I, 308.
Holstein I, 320. 381.
Holzfaser, chemische Zusammensetzung der I, 342.
Holztafeln (an tropischen Bäumen) II, 560.
Homann, Bapt. I, 561.
Homologien, geographische I, 393—404. Sie lehren, dass die Umrisse des festen Landes unabhängig sind von seiner senkrechten Gliederung I, 401.
Homopleroten II, 22.
Homoseisten I, 250.
Hong-kong II, 142.
Honigkuckuck II, 637.
Hooker, J. D.: Temperaturverhältnisse in bedeutender Meereshöhe I, 81. II, 157.
— Tasmanien's Pflanzenwelt ist völlig australisch I, 490.
— die Caplande der Ueberrest eines ehemaligen Festlandes I, 505.
— über die Vegetation der Kerguelen-Insel I, 513.

Hooker, J. D.: über die Flora von Tristan da Cunha I, 515.
— über die Flora von St. Helena I, 526.
— Einführung des Namens Regelation II, 350.
— Spuren einer Eiszeit im Libanon und Atlas II, 361 f.
— Tropische Farne in der Nähe heisser Quellen der gemässigten Zone II, 592.
— die meisten Inselpflanzen sind Leguminosen II, 594.
— Abkunft grönländischer Gewächse II, 594.
— die weite Verbreitung alpiner Gewächse II, 601. 602 (Nota 1).
Hopkins: Zeitbestimmungen zur Ermittlung des Oberflächenmittelpunktes eines Erdbebens I, 250.
— Mächtigkeit der starren Erdkruste I, 285 ff. 555.
— Annahme gluthflüssiger Massen in grossen Blasenräumen des Erdinnern I, 287.
Hordeaceen II, 538.
Horizont, Depression des H. I, 141.
Horizont, künstlicher I, 245.
Horner II, 123.
Hornsea I, 440.
Horrebow I, 83.
Howard II, 252.
Howerfordwest II, 277.
Huapi I, 357.
Huaraz II, 449.
Huch II, 611.
Hudson (Fluss) II, 425. 451.
Hudsonsbay I, 186. II, 191.
Hudsonsbay-Gebiete II, 191. 440. 441. 495 f. 530 f. 548 f. 570 ff. 615 f.
Hüpfmaus II, 626.
Huggins: Eigenbewegung der Fixsterne I, 27.
— entdeckt die gasförmige Natur eines Nebelflecks im Drachen I, 31.
— Untersuchungen über die Natur der Nebelflecke I, 32.
— Marsspectrum I, 87.
— Spectra verschiedener Cometen I, 127 f.
Hugi II, 344. 345.
Hugli II, 28. 410.
Humboldt, A. v.: Kosmos I, 6.
— Zahl der mit blossem Auge am Himmel sichtbaren Sterne I, 19.
— Vorstellungen der Incas von der Sonne I, 59. 60 (Nota 1. 2).
— dunkle Fixsterne I, 76 f.
— Sternschnuppenfall am 11./12. November 1799 in Cumaná I, 114.
— die in den letzten Jahrhunderten sichtbaren Cometen I, 120 (Nota 1).
— das Pendel ein geognostisches Senkblei I, 158.
— „thermometrische Sonden“ I, 184.
— Vertreter der Buch'schen Theorie über die Entstehung der Vulcane I, 203.
— Bilder von amerikanischen Vulcanen I, 207 f.
— die Laven des Jorullo I, 224.
— Zahl der Vulcane I, 231.
— Vulcane im Thian-Schan I, 233 f.
— Beziehungen des Vulcanismus zum Meere I, 235.
— die südamerikanischen Vulcane entbehren der Salzsäureaushauchungen I, 236.
— reihenförmige Anordnung der Vulcane I, 236 f. 493 f.
— „Brücken“ bei Erderschütterungen in Südamerika I, 256.
— Vulcane „Sicherheitsventile“ der Erde I, 259.
— planetarische Nebel I, 288.
— über Celebes und Gilolo I, 394.
— der symmetrische Bau der peruanischen Anden I, 396.
— die morphologische Aehnlichkeit von Südamerika, Afrika und Australien ein Geheimniss I, 398.
— die Continente sind älter als die Gebirge auf ihnen I, 402.
— die Massen der Continente sind viel grösser als die der Gebirge I, 403.
— über Seegebirge I, 406.
— über die mittlere Höhe der Continente I, 421 f.
— Effect der Pyrenäen und Alpen beim Aufbau Europa's I, 424.
— Ceylon und Madagaskar besitzen einen continentalen Charakter I, 503.

Humboldt, A. v.: über die Kreuzung von Gebirgsketten in Centralasien I, 537.
— Querprofile von Spanien und Mexico I, 567 f.
— Silberausfuhr aus Amerika nach Europa II, 5.
— die tägliche Amplitude des Oberflächenwassers des Meeres II, 33.
— über die kalten Grundwasser der Oceane II, 46 f.
— über den Namen „Humboldts-Strömung“ II, 78, Nota 1.
— der Passat als Urheber der Aequatorialströme der Oceane II, 84 ff.
— Differenz in der Spiegelhöhe des Rothen und Mittelländischen Meeres II, 106.
— die Grösse des Luftdruckes ist nicht überall in gleicher Meereshöhe dieselbe II, 130.
— Bodentemperaturen in den Llanos II, 157.
— Abnahme der Lufttemperatur nach oben auf dem Hochlande von Mexico II, 168 f.
— Erfinder der Isothermen II, 173 f.
— die Isothermen an den beiden atlantischen Ufern II, 175 f.
— Nachweis eines aufsteigenden Luftstromes im Calmengürtel II, 216.
— Regenzeit in den Llanos II, 260.
— über die Höhe der Schneegrenze II, 283.
— heisse Quellen in Venezuela und Mexico II, 294.
— über die Schlammvulcane Südamerika's II, 311 (Nota 4).
— oceanische Fauna des Kaspischen Meeres II, 321.
— Seehunde am Aral-See II, 322.
— über die Rosenkranzseen der westasiatischen Steppen II, 323.
— über das Nildelta II, 406.
— Häufigkeit der Deltas in Binnenseen II, 407.
— die Fluthwelle an der Mündung des Orinoco II, 410.
— Abnahme der magnetischen Intensität nach dem Aequator II, 460.
— über die täglichen Variationen der Magnetnadel II, 471.
Humboldt, A. v.: magnetische Gewitter II, 475. 477.
— über das Nordlicht II, 477.
— Cumulusbildungen als Begleiter des Nordlichtes II, 483 (Nota 2).
— über Wüstenbildung II, 490.
— über das Pflanzenleben Europa's II, 500 f.
— über den See von Valencia II, 506.
— die Vorzüge der mathematischen Lage Europa's II, 514. 515 (Nota 1).
— das Klima Nordfrankreich's in seinem Verhältniss zur Weincultur II, 522.
— die organischen Stockwerke an den Abhängen der Anden II, 524 und in Mexico II, 525.
— Physiognomik der Gewächse II, 529.
— hohe Weiden am Magdalenenstrome II, 535.
— über die Verbreitung der Rosaceen, des Genus Pinus u. a. Pflanzen II, 546 (Nota 1. 2. 4. 5).
— die alpine Vegetation auf der Silla von Carácas II, 601.
Humboldt, Wilhelm v. I, 523.
Humboldts-Strömung s. Peruanischer Strom.
Humphreys I, 361. II, 392 (Nota 1). 420. 423 (Nota 4).
Hund s. Canis.
— wilder japanischer II, 624.
Hundsgrotte bei Neapel I, 227.
Hunsrück I, 315. 317. II, 448 f.
Huntsville II, 497.
Huronische Schieferformation I, 292. 302 ff. 427 f.
Huron-See II, 319.
Hurricanes II, 264.
Husum I, 380. II, 277.
Huszth II, 396.
Hutton I, 174. 176. 555. II, 245.
Huyghens I, 150 f.
Hverjar II, 295.
Hyaena I, 336. II, 620. 628. 630. 634. 641.
— brunnea II, 634.
— crocuta II, 620. 634.
— spelaea I, 336.
— striata (gestreifte Hyäne) II, 620. 630. 634.
Hyde I, 440.

Hydra-Apparat I, 409.
Hydra Hevelii I, 30. 289.
Hydrobia stagnalis II, 321.
Hydrochoerus capybara II, 612. 648.
Hydroide II, 607.
Hydromys II, 650.
Hyèren I, 446.
Hygiea (Planetoid) I, 89.
Hyginus (Mondkrater) I, 101.
Hygrometer II, 243 ff.
Hyla cyanea II, 651.
Hylaea II, 578—580.
Hylobates im Tertiär I, 333, in der Gegenwart II, 629.
Hylomys II, 629.
Hyphaene Argun II, 562.
— thebaica II, 545. 565.
Hypsiprymnus II, 651.
Hypsometrische Karten I, 563 ff.
Hypudaeus s. Feldmaus.
— amphibius (Wasserratte) II, 612. 617.
— arvalis II, 617.
Hyrare II, 625 f. 642.
Hyrax II, 636.
Hystrix cristata s. gemeines Stachelschwein.
— hirsutirostris II, 631.

Jachschlange II, 638.
Jacob II, 160.
Jaculus II, 626.
Jadebusen I, 379.
Jäger, G. II, 612. 613 (Nota 1).
Jafa I, 373.
Jaguar II, 608. 625 f. 628. 642. 647.
Jahr, Länge des J. auf Mercur I, 80, auf der Venus I, 83, auf Mars I, 86, auf den Planetoiden I, 89, auf Jupiter I, 90, auf Saturn I, 95, auf Uranus I, 96, auf Neptun I, 98.
Jahreszeiten auf Mercur I, 81, auf der Venus I, 85 f., auf Mars I, 86, auf Jupiter I, 90 f., auf Saturn I, 95, auf Uranus I, 97. — J. auf Erden: Vertheilung der Erdbeben auf die J. I, 264 ff. Entstehung der J. II, 139 ff. Secularer Wechsel ihrer Länge II, 145.
Jakuhühner II, 645.
Jakutsk I, 187. 188. 197. II, 179. 186. 194. 197. 273. 274. 283 f. 366.
Jamaica I, 156. 260. 518. II, 217. 548. 577.
James, Sir Henry I, 162. 164.
Janbo I, 372.
Jan Mayen I, 231. 367.
Janssen I, 75.
Januar-Isanomalen II, 187.
Januar-Isothermen II, 179.
Japan (Geologisches:) I, 231. 238. 259. 260. 330. 368. 387. 491. 492. 531. (Meteorologisches:) II, 75. 76. 269. 270. (Biologisches:) II, 557 f. 601. 623 f.
Japanisches Meer I, 420. II, 11. 75. 76. 101. 103.
Jarra II, 197.
Java (Geologisches:) I, 184. 203. 204. 208. 216. 217. 225. 226. 227. 229. 238. 241. 369. 387. 396. 397. 511 f. 520. 523. (Meteorologisches:) II, 311. (Biologisches:) II, 538. 559. 562. 606. 629. 630. 631.
Jaxartes s. Syr-Darja.
Ibba II, 197.
Ibbenbüren I, 315.
Ibenhorster Forst II, 618.
Ibis II, 621. 632. 651.
Ichneumon II, 620. 634.
Ichthyornis I, 327.
Ichthyosaurus I, 319. 322 f. 327.
Ichu-Gras II, 583.
Idothea entomon II, 322.
Jekaterinburg II, 228. 275.
Jenisseï I, 108. II, 405.
Jenisseïsk II, 197.
Jericho-Rose II, 505. 563.
Jersey (norm. Insel) I, 377. 434. II, 29.
Jessen I, 353, Nota 1.
Jeverland I, 379.
Igalliko-Fjord I, 354, Nota 1. 362.
Igapo II, 579 f.
Igel II, 611. 616. 619. 623. 633.
Iger II, 28.
Igname II, 601.
Iharal II, 623.
Ili (Fluss) II, 399.
Ilibecken I, 234.
Ilinissa I, 213. 232.
Ill II, 394.
Iller II, 429.

Illinois I, 316.
Iltis II, 622.
Immenwolf II, 618.
Immergrünes Laub II, 502. 524. 553. 586. 587. 589.
Imperata cylindrica II, 562.
Incas I, 44. 59.
Inclination, magnetische II, 457—459. 463 f. 468 f. 473. 480 f.
Indianer I, 529 f.
Indianola I, 361.
Indicator II, 637.
Indien s. Vorder- und Hinterindien.
Indigo II, 558. 562. 576.
Indisches Monsungebiet (Flora) II, 558—562.
Indischer Ocean I, 234. 371. 388. 418 f. 420. 430. 490. II, 9. 10. 11. 22. 24. 26. 32. 37. 53 f. 78 f. 91. 101 f. — Gebiet des I. O.: II, 175. 186 ff. 212 f. 215. 220. 261. 268. 269.
Indus (Sternbild), ε I, 28.
Indus (Strom) II, 327. 410. 424. 435.
Indusdelta I, 260. 269. 356. 370. II, 195. 410. 424. 562.
Ingurthal II, 361.
Ingwer II, 561. 562.
Inn II, 370. 371.
Innervik I, 382.
Innthal II, 360.
Inoceramus I, 326.
Insectenregen II, 609.
Inseln: am zahlreichsten an der Südostseite der Continente I, 386. Festlandsinseln liegen immer in Schaaren da, wo sich zwei Continente einander nähern, I, 426. 490 f. Entstehung langer, flacher Gestade-Inseln I, 443. I. werden bisweilen durch Meeresalluvionen in Halbinseln verwandelt I, 445 ff., bisweilen mit einer Nachbarinsel verknüpft I, 447. Ueber den Ursprung der Inseln I, 486—506. Willkür bei der Bezeichnung Insel I, 486. Festlandsinseln I, 487—491. Vulcanische Inseln I, 365. 491—494. Koralleninseln I, 396. 494—497. 513 f. II, 292 f. Musterung der oceanischen Inseln sämmtlicher Weltmeere I, 497—500. Neu-Caledonien I, 499 ff. Madagaskar, Ceylon I, 503—505. Thier- und Pflanzenwelt der Inseln I, 507—531. II, 588—591.
Intensität, magnetische II, 459—461. 464 f. 469. 473. 480.
Interlaken II, 413.
Inue I, 497.
Inundationsbett II, 377.
Inuus II, 620. 623. 629. 633.
— ecaudatus II, 620. 633.
— speciosus II, 623.
— talapoin II, 633.
Invariable Erdschicht I, 183 ff.
Jodwasser II, 306.
Johansen II, 66.
Johnston, Keith II, 259.
Johnstone-Fluss II, 528.
Joinvilleland I, 498.
Jones, Matthew I, 362.
Jonisches Meer II, 30.
Jordan II, 401.
Jordan (Fluss) II, 333. 399.
Jordanthal I, 264. II, 325. 441.
Jorullo I, 224. 238. 239. 260.
Joule I, 41.
Iquique I, 358.
— Erdbeben von I, 415.
Iran, Hochland von II, 621. 622.
Irawadi II, 410.
Irawadi-Thal, Hebungserscheinungen im I, 369.
Irbis II, 622.
Iriartea II, 579.
Iris (Pflanze) II, 504. 539. 555. 556. 567.
Iris (Planetoid) I, 89.
Irische See I, 420. 434. 435. II, 27. 29 f.
Irkutsk II, 132. 194.
Irland (Geologisches:) I, 258. 304. 306. 315. 378. 438. 439. 463. 465. 467. 471. 479. 487. 489. 518 f. 523. (Meteorologisches:) II, 24 ff. 190. 277. (Biologisches:) II, 613. 617.
Irminger II, 59. 84.
Irtisch II, 386.
Isanomalen II, 185.
Isarthal II, 360.
Isatis tinctoria II, 523.
Ischia I, 226. 230. 524.
Ischim (Fluss) II, 197. 386.
Ischim (Stadt) II, 322.

Ischl II, 306.
Iseo-See I, 534. II, 359.
Iskanderun s. Alexandrette.
Isla de Pinos II, 546. 577.
Island (Geologisches:) I, 185. 214. 219. 225. 226. 231. 240. 242. 259. 388. 434. 445. 448. 463. 465. 471. 472. 479. 480. 518. 523. (Meteorologisches:) II, 35. 36. 127. 128. 186. 198. 283. 284. 295 ff. 311. 353. 355. 361. 384. (Biologisches:) II, 535. 545. 547. 548 f. 593. 608.
Isobaren II, 127 f.
Isochimenen II, 188 f.
Isodynamische Linien II, 461. 464 f.
Isogonische Linien II, 461 f.
Isohysten II, 259.
Isoklinales Thal II, 329.
Isoklinische Linien II, 461. 463 f.
Isokrymen II, 78, Nota 2.
Isola do legname II, 505.
Isonzo II, 422.
Isorachien II, 22.
Isotheren II, 188 f.
Isothermen der Meeresoberfläche II, 34 ff., für die Lufttemperaturen II, 173—185.
Issischer Meerbusen I, 373.
Issyk-kul I, 234.
Istrien I, 375.
Italien (Geologisches:) I, 226. 259. 266. 301. 315. 422. 441. 482 ff. (Meteorologisches:) II, 212. 314. 316. 324. 326. 330. (Biologisches:) II, 554. 620. 621. 631.
Juan, Don Jorge I, 152.
Juan-de-Fuca-Strasse I, 467.
Juan Fernandez I, 391. 498. II, 590.
Jubaea spectabilis II, 586.
Juda, Gebirge I, 264.
Judasbaum II, 603.
Jütland I, 298. 379. 381. 388. 517. II, 277. 318.
Juglans (Wallnussbaum) II, 536. 551. 571.
— nigra II, 571.
Julien, Stanislas I, 234.
Juli-Isanomalen II, 187.
Juli-Isothermen II, 179 f.
Jungfrau II, 353.
Junghuhn, Franz: Ermittelung der Temperatur der invariablen Schicht auf Java I, 184 f.
Junghuhn, Franz: Lehre von der Aufschüttung der Vulcane I, 203.
— keine Erhebungskratere auf Java I, 204.
— Kratere des Gunung-Tĕnggĕr I, 216.
— Maare des Gunung-Lamongang I, 217.
— Vulcanspalten auf Java und Sumatra I, 238.
— Menge der in drei Stunden von dem Gunung-Guntur ausgeworfenen Aschen I, 241.
— Eruptionsmassen des Gunung-Tĕmboro und Gunung-Pĕpandajan I, 242.
— über die Schlammvulcane auf Java II, 311 (Nota 2).
Junglewald II, 559 ff.
Juniperineen II, 546.
Juniperus II, 68. 575. 600.
— foetidissima (Syn. J. excelsa) II, 600.
— virginiana II, 68.
Juno (Planetoid) I, 89.
Jupiter I, 89 ff. 125. 126. 283.
Jura, Fränkischer I, 324. II, 308.
— Schwäbischer I, 301. 324. II, 278. 308.
— Schweizer I, 321. 324. 396. 533. 536. 538. 546. 558. II, 308. 329. 357. 359. 433. 443. 603.
Jura, brauner, s. Dogger.
— schwarzer, s. Lias.
— weisser, s. Malm.
Juraformation I, 294. 296. 300. 301. 321—325. 341. 533. II, 334. 445. 447 f. 651 f.
Jussarö I, 382.
Iviza I, 160.
Izalco I, 228. 240.
Iztaccihuatl I, 239. II, 354.

Kabsch, Wilhelm: das Wärmequantum zur Reife der Gerste II, 521 f.
— Vegetationszonen an den Abhängen der Alpen II, 526 (Nota 1).
— Physiognomik der Gewächse II, 530 ff.
— über die Verbreitung der Ericeen II, 545.
Kadavu I, 498.
Kado I, 369.
Käfer, erstes Auftreten derselben in der Kohle I, 314.
Kälteperiode im Mai und Juni II, 228.
Kältepol, nördlicher II, 177.

Kältepole im Januar II, 179.
Kämtz I, 473. II, 177. 207. 231. 249. 250.
Känguruh II, 650.
Känguruh-Gras II, 569.
Känozoische Formationsgruppe I, 298. 328—337.
Kärnten II, 328. 360.
Kaffee II, 562. 564. 576. 577.
Kafferochse II, 637.
Kaiman, schwarzer II, 645.
Kairo II, 175 f. 422. 478, Nota 1. 522.
Kaiser I, 87.
Kaiseradler II, 621.
Kaisergebirge I, 545 f.
Kalahari II, 263. 494. 565 f.
Kaliana I, 162.
Kalkgebirge, Zerstörung derselben durch Erosion II, 308 f. 375.
Kalksinterabsätze II, 309.
Kalkstein I, 290. 292. 294. II, 304. 308.
Kalkstete Pflanzen II, 519.
Kalkwasser II, 306.
Kalmar I, 352. 383.
Kalte Quellen II, 303 f.
Kama II, 386. 388.
Kameel II, 556. 612. 622. 636.
Kampherbaum Borneo's II, 560.
Kampherlorbeer (Kampherbaum) II, 535. 557.
Kamtschatka I, 186. 219. 225. 231. 238. 240. 259. 368. 397. 470. 491. II, 76. 283. 531. 552. 600. 608. 610.
Kamtschatka-Strom II, 75.
Kanawba II, 334.
Kandalakscha I, 185. 186.
Kane: Spuren seculärer Hebung an der Westküste von Grönland I, 363.
— Grönland ein Continent I, 462.
— über den nördlichen Kältepol II, 178.
— niedrigste Temperatur im Rensselaer-Hafen II, 197.
Kanin I, 186.
Kaninchen, wildes II, 621.
Kansas (Staat) I, 317. 327. II, 281.
Kant, Immanuel: Entstehung des Sonnensystems I, 273 ff.
— der atlantische Ocean gleicht wegen seiner parallelen Ufer einem Strome I, 398.
Kant, Immanuel: Seegebirge I, 430.
— Willkür beim Gebrauch der Namen Insel und Continent I, 486.
— über die Entstehung der Aequatorialströmungen der Oceane II, 82.
— Drehungsgesetz der Winde II, 223.
Kant-Laplace'sche Hypothese I, 273 ff.
Kanut der Grosse I, 383.
Kaori II, 527.
Karabugas II, 323.
Karakal II, 620. 630. 634.
Karakorumkette II, 285. 353 f.
Kara-See II, 65. 66. 67. 191.
Karomandalküste I, 370. II, 270.
Karpathen I, 330. 559. II, 283. 361. 445. 550. 603. 618.
Karroo II, 503 f. 567 f.
Karroodorn II, 567.
Karst I, 264. II, 308.
Karsten, G. II, 39 f.
Karten, geologische I, 298 ff. Terrainkarten I, 561 ff.
Kartoffel II, 587. 598. 610.
— chinesische II, 558.
Kartoffelkrankheit II, 598.
Kasan (Gouv.) I, 317.
Kaschelot II, 608. 615.
Kaschgar I, 234.
Kaspisches Meer I, 234. 389. 533. II, 133. 321—324. 365. 407 f.
Kaspische Steppen I, 260. II, 272. 276. 495. 555 f. 618 f. Vgl. auch Kirgisensteppe.
Kastanie (edle) II, 536. 553. 560.
— japanische II, 557.
— nordamerikanische II, 571.
Katarakte II, 439 f.
Katastrophisten (geol.) I, 557.
Kater, Henry I, 156. 162.
Katharinenquellen (Kaukasus) II, 294.
Katmandau II, 561.
Katze s. Felis.
Katzenfrett II, 641.
Kauar II, 492.
Kaukasus (Geologisches:) I, 175. 176. 315. 324. 328. 533. 535. 547. (Meteorologisches:) II, 276. 278. 284. 311. 353. 361. 366. (Biologisches:) II, 600. 611. 617. 618. 634.
Kaurifichte II, 590.

Kautschuk, Gewinnung des II, 580.
Kawisprache I, 523.
Keeling-Inseln I, 354. 371. 388. 494. 513. 514. 530.
Keilhau I, 471.
Kellerasseln I, 525.
Keller-Leuzinger II, 363.
Kelten I, 530.
Kent I, 384.
Kentucky II, 571. 628.
Kephalonia II, 308.
Kepler: betrachtet die Nebelflecke als leuchtenden Dunst I, 30.
— Annahme eines Weltäthers I, 49, Nota 2.
— Häufigkeit der kleinen Cometen I, 120.
— über die Entstehung der Aequatorialströmungen der Oceane II, 82.
— zweites K.'sches Gesetz II, 145.
Kerak I, 371.
Kerguelen-Insel I, 462, Nota 1. 499. 505. 513. 515. II, 79. 233. 591.
Kessler II, 321 f.
Kettenkoralle I, 306.
Keuper I, 294. 301. 320. 321. II, 334.
Kew II, 474.
Key-West II, 258.
Khanbalu I, 346.
Khandesch II, 630.
Khassia-Berge II, 271.
Kiefer II, 550. 554. 572. 575 f. 593.
Kiel II, 277.
Kielnatter II, 638.
Kiepert, H. II, 406.
Kjerulf, Th.: geringe erodirende Kraft der Gletscher I, 475.
— die Richtungen der Fjorde stimmen auf Island mit den Systemen ausgefüllter Gangspalten überein I, 480.
— Norwegen zur Eiszeit II, 360.
Kiesablagerungen am Rande des Meeres I, 292.
Kieselwasser II, 306.
Kigelia II, 564.
Kijew II, 276.
Killary Harbour I, 474.
Kilnsea I, 440.
King I, 466.
Kingia II, 569.
King-Loch-Ewe II, 317 f.
Kingston (Jamaica) II, 217.
Kinnahan I, 475. II, 361 (Nota 1).
Kinsale I, 258.
Kiore (Maori-Ratte) I, 522. 528. II, 658.
Kircher, Athanasius I, 401, Nota 1. 406. 430. II, 457.
Kirchhoff, Alfred: Festlandsinseln I, 487.
— die Loslösung Neu-Guinea's vom australischen Continent erfolgte früher als die Tasmanien's I, 490.
— nicht alle von Vulcanen besetzten Inseln sind vulcanischen Ursprunges I, 491.
— Neuseeland der Ueberrest eines alten Continents I, 503 (Nota 1).
— alte Thierformen auf den Antillen I, 523 (Nota 2).
— über den Ursprung des Todten Meeres II, 326, Nota 1.
Kirchhoff, Gustav: spectralanalytische Untersuchungen des Sonnenlichtes I, 66 ff.
— Erklärung der Sonnenflecken I, 68 f.
Kirgisensteppe II, 322. 495. 505. 515. Vgl. auch Kaspische Steppen.
Kiringa II, 197.
Kirsche II, 595.
Kisljar II, 193.
Kissingen II, 306.
Kitchener I, 96.
Kitfuchs II, 626.
Kittis I, 152.
Kittlitz I, 463, Nota 1. II, 279.
Kitzbüchl I, 192.
Kjurdagh II, 600.
Kiu-Siu I, 215. II, 558.
Kiwi I, 522.
Klammeraffen II, 641.
Klapperschlange II, 628. 646.
Klarupholm I, 381.
Klein, Herm. J. I, 32 (Nota 2). 101. II, 484.
Kleinasien I, 260. 374. II, 188. 267. 334. 503. 552
Kleine Syrte s. Gabes (Golf von).
Kleinia II, 567.
Kleopatra, Nadel der I, 451.
Klima der Erde zur Steinkohlenzeit I, 313, zur Kreidezeit I, 326. Ausbildung eines polaren Klimas zur Tertiärzeit I,

328. Gleichmässiges K. in den Aequatorialgegenden, excessives K. an den Polen II, 141 f. Gegensatz zwischen polarem Klima und alpinem Höhenklima II, 170 f. Gleichmässiges (maritimes oder Küsten-) Klima II, 189—192. Excessives (continentales oder Land-)Klima II, 189. 192—194. Seculäre Veränderung des Klimas II, 200—202. Bedeutung des K. für das Pflanzenleben II, 520—527, für das Thierleben II, 606 f.
Klinkerfues I, 126. II, 246.
Klippendachs II, 636.
Kliutschewskaja Sopka I, 208. 215. 240. 241.
Klobenstein II, 385.
Klöden, G. A. v. I, 375.
Klofajökull I, 465.
Klopaier Spitze II, 450.
Kluge, E.: Erdbebenstatistik I, 265. Erhöhung der Quellentemperatur bei Erdbeben I, 272, Nota 2.
Kluthahn, schwanzloser II, 632.
Knochenfische, die ersten echten, im mesozoischen Zeitalter I, 318.
Knorria I, 340.
Kny, L. I, 513.
Knyahinya I, 108.
Koa-Akazie II, 589.
Koala II, 650.
Koch, Gabriel II, 654 (Nota 2). 656.
Königgrätz II, 446.
Königsberg (Ostpreussen) II, 176. 276.
Königspalme von Havana II, 576.
Körös II, 371. 396.
Körperwelt räumlich begrenzt I, 15 ff., zeitlich begrenzt I, 38 ff. Forderung eines Anfanges der K. I, 55 f.
Kösen II, 306.
Kohl, J. G. II, 59.
Kohle in der archäischen Formationsgruppe I, 339, im Silur und Devon I, 339, in der Steinkohlenformation s. Steinkohle, in der Dyas I, 317. 340 f., in der Trias I, 341, im Jura I, 341, in der Kreide I, 341, in der Tertiärzeit I, 341, im Quartär I, 342. Kohlenbildungsprocess I, 342 ff. Wirthschaftliche Bedeutung der Kohle I, 346 ff. Kohlenschätze verschiedener Länder I, 348 f. Verschwendung und Sparsamkeit im Kohlenverbrauch I, 349 f. Surrogate für die Kohle I, 350.
Kohlenkalk I, 293. 339.
Kohlensäure in der Atmosphäre vermindert sich I, 52. 227, war grösser im Steinkohlenzeitalter I, 313. K. ist besonders betheiligt an der Zersetzung der Gesteine I, 551 ff. II, 304 f. 374. Der gegenwärtige Kohlensäure-Gehalt der Luft II, 108.
Kohlensäure-Aushauchungen I, 226 ff.
Kohlenwasserstoff-Aushauchungen II, 310.
Kohlpalme II, 576.
Kokaduth I, 369.
Kokon II, 636.
Kola I, 185.
Koldewey I, 142. II, 56 (Nota 1).
Kolindsund I, 381. II, 318.
Komorn II, 445.
Kopenhagen II, 31. 596.
Korallen im Silur I, 306, im Devon I, 307, in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317, im mesozoischen Zeitalter im allgemeinen I, 318, im Jura I, 322, in der Kreide I, 326.
Korallenbauten deuten auf Senkung des Bodens I, 354. 363 f. 371. 403, bisweilen auch auf eine Hebung desselben I, 370. 371.
Koralleninseln I, 396. 494—497. 513 f. II, 292 f.
Korallenmeer II, 53. 77.
Korallenschlange II, 646.
Kordofan I, 235. II, 620. 634.
Korea I, 368. 397. 492.
Korff, v. I, 458.
Korkeichen II, 553.
Korninseln II, 506.
Kosi I, 369.
Kosmopolitische Gewächse II, 518.
Kotschy I, 234.
Krabben, Auftreten der echten K. in der Kreidezeit I, 327.
Krabbenregen II, 609.
Krabben-Waschbär II, 642.
Krain II, 308. 360.
Krakau II, 365.

Kranich II, 621. 622. 632. 651.
Krasnojarsk I, 108.
Krater I, 201 f. Veränderungen am Krater I, 212 ff. 218 f.
Kraterseen II, 326.
Krause, Karl Chr. Fr. I, 493.
Krebs (Sternbild) I, 29. 30.
Kreide I, 294. 300. 301. 320.
Kreideformation I, 294. 296. 298. 325—328. 533. 559. II, 334. 446.
Kreislauf des Wassers II, 287.
Kremer, Alfred v.: Hebung der Küste bei Sues I, 372.
— die stärkere Benagung der rechten Nilufer in Aegypten II, 387 (Nota 2).
— über die Wasserarmuth des Nil's in Aegypten II, 398.
Kreta I, 374. II, 212.
Kreuz, südliches (Sternbild) I, 23. II, 144.
Kreuzbergjoch (Kaukasus) II, 361.
Kreuznach II, 306.
Kreuzschnabel II, 656.
Krim I, 324. 374. 444 f. II, 276. 491. 552.
Krokodil II, 632. 638. 645.
Krone, nördliche (Sternbild) I, 54.
Kropotkin, Fürst P. II, 132.
Kropp, W. II, 195 (Nota 4).
Krümmel, Otto: grosse Meerestiefen bei Spitzbergen I, 282.
— die mittleren Tiefen der Oceane I, 411 ff.
— Gleichgewicht zwischen den Massen des Meeres und der Erdfesten I, 427.
— Homopleroten II, 22 (Nota 3).
— Isothermenkarte des Atlantischen Oceans II, 34 (Nota 2).
— Zugangsquerschnitt des Atlantischen Oceans gegen das nördliche und südliche Eismeer II, 47, Nota 1.
— über die äquatorialen Strömungen des Atlantischen Oceans II, 56 (Nota 1).
— zur Theorie der Meeresströmungen II, 83 (Nota 1 und 2). 88. 103.
— Regenkarte von Deutschland, sowie von Europa II, 259.
— über den Ursprung des Todten Meeres II, 326, Nota 1.
— über Deltabildungen in Südamerika II, 427.
Krummholzkiefer II, 550.
Krusenstern-Strasse II, 75.
Kryptogamen, grosse Entfaltung der K. in der Steinkohlenperiode I, 309 f.
Krystallinische Gesteine: relativ geschützt gegen Erdbeben I, 246. Ihre Entstehung I, 303 f.
Krystallinischer Schiefer I, 294.
Krystallinische Schieferformation s. huronische Schieferformation.
Krystallisation der Gesteine ist nicht die Ursache der Aufrichtung von Gebirgen I, 549—551.
Kuckuck II, 637.
Kuduwong I, 216.
Künlün I, 537. II, 169. 285.
Küsten, Modellirung der I, 433—447.
Küstenklima s. gleichmässiges Klima.
Küstenzerrüttungen I, 438 ff.
Kuhbaum II, 578.
Kulan s. wilder Esel.
Kullianpoor I, 161.
Kulon II, 616.
Kulpe II, 335.
Kumo II, 442.
Kunä-Turfan I, 233.
Kunguhr-Gruppe II, 362.
Kupffer II, 132.
Kurilen I, 229. 231. 238. 368. 491. II, 600.
Kurisches Haff II, 443.
Kurische Nehrung I, 442 f. 457.
Kuro Síwo II, 75 f. 77. 100. 177.
Kusu II, 650.
Kutais II, 278.
Kuttenberg I, 192.
Kyros Joki II, 442.

Laacher See I, 217.
La Bessée, Schlucht von II, 380.
Labkraut II, 595.
Labrador I, 186. 362. 385. 396. 463. II, 530 f. 571.
Labradorströmung II, 36. 48. 70 f. 73.
Labyrinthodonten in der Kohle I, 314.
La Caille I, 108.
Lacaille I, 149, Nota 2. 169.
Lac de Daaren II, 328.
— — Fondromaix II, 328.
— des Corbeaux II, 328.
— du Bâlon II, 328.
Lacerta agilis II, 509.
— Gecco II, 509.

Lachs II, 611.
La Concha I, 376.
Lacondamine: betheiligt sich an der peruanischen Gradmessung I, 152 f. 161. 228.
— Karte von Quito I, 561.
— die Pororocas des Amazonas II, 409.
Ladoga-See II, 318.
Längenströme II, 431 ff.
Lärche II, 550. 570. 571.
— amerikanische II, 570. 571.
Lafourche II, 414 f.
Lagenaria vulgaris II, 68.
Lagerungsverhältnisse als Mittel, das Alter von Schichtenstörungen zu bestimmen, I, 296.
Lagidium peruanum II, 643. 647.
Lago Averno I, 209.
— di Agnano I, 227.
— — Albano I, 217.
— — Bolsena II, 326.
— — Nemi I, 217.
— Fucino II, 326.
— Maggiore s. Langensee.
Lagomys alpinus II, 622.
— ogotona II, 622.
— princeps II, 627.
Lagostomus trichodactylus II, 640. 647.
Lagothrix II, 641.
Lagrange I, 144, Nota 1.
La Guayra II, 131.
Laguna de San Rafael II, 354.
Lagunenriff I, 495.
La Hève I, 439.
Lahire, de I, 151. II, 289.
Lahnthal I, 257.
Lake Maree II, 317 f.
— Superior s. Oberer See.
Lakkadiven I, 370. 496.
Lama II, 640. 644. 648. 654.
Lamanon II, 381. 459.
Lamantin II, 637. 645.
Lambert, J. H. II, 140. 142. 147. 459.
Lambton I, 161. 162.
Lamont I, 497.
— Joh. v. II, 155. 466 (Nota 2).
Lancaster I, 265.
Land, Absorption der Wärme durch das L. II, 157 f. 189. 192. Ausstrahlung der Wärme durch das L. II, 161. 189. 192.
Landes I, 454. 457. 458. 460.
Landklima s. excessives Klima.
Landkriecher II, 632.
Landsberg II, 360.
Landschnabelthier II, 650.
Landskrona I, 383.
Land- und Seewind II, 210—212.
Land- und Wasservertheilung auf der Erdoberfläche I, 405—432.
Langensee I, 483. 534. II, 314. 331. 359. 441.
Langfjeld I, 478.
Languedoc I, 108.
Lanius II, 637.
Lantana mixta I, 529.
Lanzarote I, 237. 494.
Lanzenschlange I, 510, Nota 1.
La-Perouse-Strasse II, 75. 76.
Lapilli I, 210. 222.
Laplace: die Länge des Erdentages eine constante Grösse I, 50.
— Entstehung der Planetoiden I, 89.
— Abplattung der Erde aus der Mondbewegung abgeleitet I, 159 f.
— Entstehung des Sonnensystems I, 273 ff.
— mittlere Höhe der Continente I, 421.
— Maximalwerth für die Höhe der Atmosphäre II, 108 f.
— Barometerformel für Höhenberechnungen II, 116 f.
— Fluth und Ebbe in der Atmosphäre II, 237.
La Plata I, 391. II, 30. 404. 405. 406. 411. 412. 427. 434. 436. 608.
La Plata, Mündungsgebiet des I, 359. II, 130. 404. 585. 647.
Lappa II, 585.
Lappland I, 152. 153. II, 522. 536. 550. 599.
Laptew I, 470.
Largeteau I, 171.
Laricio-Kiefer II, 550.
Larix sibirica II, 69.
La Rochelle I, 197.
Lartet II, 325.
Lasaulx, A. v.: über das Erdbeben von Herzogenrath I, 250. 253. 254 f. 257. 263.

Lasaulx, A. v.: Seismochronograph I, 254 f.
Lassell I, 86.
Latham I, 524.
Latrobe II, 527.
Laubfrosch, blauer II, 651.
Laubhölzer: erstes Auftreten in der mesozoischen Zeit I, 318. 325, reiche Entfaltung in der Tertiärzeit I, 328. 329. 332. Immergrüne L. der Gegenwart II, 502. 524. 553. 586. 587 589. L. des Nordens (mit Laubwurf) II, 536. 551.
Lauenburg I, 162.
Laufkäfer II, 618.
Laughton II, 84.
Laurelia II, 587.
Laurentische Formation I, 292. 296. 302 ff. 339. 427.
Laurentius, Thränen des hl. I, 114.
Laurenz-Insel II, 76.
Laurus (Lorbeer) II, 190. 523. 535. 553. 557.
— camphora (Kampherbaum) II, 535. 557.
— nobilis II, 535. 553.
— sassafras II, 523. 535.
Lausitzer Gebirge I, 243.
Lautergletscher II, 341.
Lava I, 201 f. 204. 205 ff. 210. 211 f. 220. 222 ff. 259. 262. 285. 291. II, 289.
Lavakegel I, 211 f.
Lavendel II, 523.
Lavoisier I, 183.
Laxe-Bucht I, 108.
Lebacher Schiefer I, 317.
Lebida s. Leptis Magna.
Lech II, 429 f. 437.
Lechthal II, 360. 595.
l'Éclat I, 439.
Le Coq I, 242.
Lefroy II, 460.
Lége I, 457.
Legentil I, 183. II, 463.
Lehmann, J. G. I, 562.
Leibnitz I, 7.
Leichhardt II, 650.
Lein II, 597.
Leiopelma Hochstetteri I, 520.
Leipzig I, 250.
Leitfossilien, Begriff I, 296.
Lek I, 378.
Lemaire I, 525.
Lemming II, 610 f. 615. 627. 628.
Lemonnier I, 152. II, 136 f.
Lemur II, 639.
Lemuria I, 388. 505.
Lena I, 187. II, 405.
Lennier I, 439.
Lentz, Hugo II, 18. 19. 20.
Lenz II, 6. 7. 41. 42. 92.
Lenzites II, 530.
Leoniden I, 114 f.
Leopard II, 620. 634.
Lepère II, 105.
Lepidodendron im Silur I, 305, im Devon I, 307, in der Kohle I, 310. 340, in der Dyas I, 316, stirbt am Ende der paläozoischen Zeit aus I, 318.
Lepidosiren I, 519.
Leptis Magna I, 372.
Leptolepis I, 322.
Leptonyx II, 648. 650.
— leopardinus II, 648.
Lepus (Hase) II, 615. 616. 617. 619. 621. 622. 624. 627. 631. 635. 642. 643. 648.
— aegyptius II, 621.
— brachyurus (japanischer Hase) II, 624.
— brasiliensis II, 643.
— glacialis II, 616.
— hibernicus II, 617.
— magellanicus II, 648.
— mediterraneus II, 621.
— tibetanus II, 622.
— timidus (gemeiner Hase) II, 617. 619. 621.
— Tolai s. Tolaihase.
— variabilis (veränderlicher Hase) II, 615. 617. 622.
Lerche II, 637.
Leroy II, 243.
Lesjö-Thal I, 478. II, 451.
Lessöevärks Vand I, 478.
Lesson I, 510.
Lessonien II, 531.
Letronne I, 451.
Lettenkohle I, 341.
Leuchterbaum s. Mangrovebaum.
Leuckart II, 316.

Leukerbad I, 272. II, 294.
Leverrier: theoretischer Nachweis eines transuranischen Planeten I, 98.
— Uranus hat den Eintritt des November-Meteoritenschwarmes in's Sonnensystem herbeigeführt I, 117.
— Bahnelemente des Cometen I von 1866 I, 117 f.
Lexell I, 126.
— 's Comet I, 126.
Leyden I, 146.
Leypold, Fr. II, 354.
Lianen II, 542. 561. 565. 568. 576. 577. 578. 579. 580. 581. 584. 587. 590.
Liasformation I, 294. 300. 301. 321. 324.
Liaskohle I, 341.
Libanon I, 328. II, 361. 554. 601. 636.
Libration des Mondes I, 99 f.
Libri II, 151, Nota 1.
Libysche Kette II, 387.
— Wüste I, 450.
Lichanotus II, 639.
Licht, Bedeutung desselben für die Pflanzen II, 520.
Lichtenstein, Hinrich II, 503 f.
Lichtjahr I, 18.
Liebfrauenbrunnen II, 304.
Ligurien I, 347.
Liguster II, 595.
Lille II, 294.
Lima I, 258. 259. II, 449.
Limane II, 314. 412.
Lima striata I, 319.
Limmat II, 328.
Limmatthal II, 359.
Limone II, 554.
Linde II, 501. 536. 551. 557.
Lindenau II, 123.
Lindhagen I, 162.
Lindley II, 528.
Lingula I, 304. 306.
Linné (Mondkrater) I, 101.
Linné I, 352.
Linthgletscher der Eiszeit II, 359.
Linththal II, 359.
Liparische Inseln I, 238.
Liriodendron tulipiferum II, 536. 571.
Lissabon II, 175. 267.
— Erdbeben von I, 246. 258. 260. 268. 269. 272. II, 22.
Listing I, 157. 167.
Lithosia pulchella II, 654.
Lituites I, 306.
Liu-Kiu-Inseln I, 238. 368. 492. II, 75.
Liverpool I, 320. II, 22. 224. 334.
Livingstone I, 261. 428. II, 313.
Livistona II, 558. 569.
— chinensis II, 558.
Livland I, 381.
Livorno II, 30.
Llaneros II, 516.
Llano estacado II, 516.
Llanos II, 157. 219. 260. 497 f. 578.
Lloyd II, 106.
Lobositz II, 440.
Localattraction I, 173 ff.
Loch-Ewe II, 317 f.
Lockyer: die physische Beschaffenheit der Fixsterne I, 58 f.
— die Elemente der Sonnenatmosphäre I, 68 (Nota 1).
— Gase unter hohem Druck liefern ein continuirliches Spectrum I, 69.
— Helium in den Protuberanzen I, 75.
— Marskarten I, 87.
— Cometentemperaturen I, 119. 129.
Lodoicea Seychellarum I, 505, Nota 1. II, 589.
Löbejün I, 315.
Löffelhund II, 634.
Löffelreiher II, 621.
Löffler, rosenrother II, 645.
Löss I, 335.
Löw, Oscar I, 360.
Löwe II, 620. 628. 630. 634.
Löwe, amerikanischer, s. Cuguar.
Löwe (Sternbild) I, 114.
Löwenberg (Schlesien) I, 327.
Löwenburg II, 167.
Logan: Entdeckung des Eozoon Canadense I, 304.
— der Laurentiusgolf ein uraltes Thal II, 411.
— Querthäler in Canada, welche nicht durch Erosion entstanden sein können, II, 444. 445 (Nota 1).
Loiret (Dép.) II, 596.
Loir-et-Cher (Dép.) II, 596.
Lomaria I, 515.
Lomatia II, 588.

Lombardei II, 554. 555.
Lombardini II, 393. 402. 423.
Lombok I, 242. 369. 489. 520. II, 649.
Loncheres II, 643.
London I, 154. 156. 514. II, 22. 231. 240. 248. 249. 258. 277. 457. 460. 466 f. 469. 471. 474.
Loomis II, 200.
Lop-nor II, 399.
Lorbeer (Laurus) II, 190. 523. 535. 553. 557.
Lorenzquelle (Visp-Thal) I, 264.
Loreto (Brasilien) II, 369, Nota 1.
Lori II, 639. 651.
Loricata II, 609. 646.
Loschkin II, 66.
Lot (Fluss) II, 393.
Lothablenkung durch Localattraction I, 173 ff.
Lothringen I, 320. 321. II, 334.
Lotosblume II, 543.
Lottin II, 480.
Louisiade-Archipel I, 366. 501.
Louisiana II, 571. 572.
Lovén II, 318.
Lowestoft I, 384.
Loxolophodon I, 331.
Loyalitätsinseln I, 366. 501.
Luc, Jean André de II, 115 f. 136. 152.
Luchs II, 613. 620.
— canadischer II, 626.
Ludwig XIV. I, 148.
Lübbert, Otto I, 480.
Lübeck II, 96.
Lütke I, 157. II, 66.
Lütschinen II, 413.
Luft und Luftkreis s. Atmosphäre.
Luftdruck: mit seinen Veränderungen schwankt das Niveau des Meeres II, 106 f. Grösse des L. und Benützung desselben zu Höhenbestimmungen II, 110—137. Tägliche Periode des L. II, 123—126. Jährliche Periode des L. II, 126—128. Nichtperiodische Schwankungen des L. II, 128 ff. Ungleiche Grösse des mittleren jährlichen L. an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche II, 130 f. Erniedrigung des Siedepunktes mit der Verminderung des L. II, 136 f. Beziehung des L. zu den Winden II, 225 f.
Lufthermometer II, 151.
Lugan II, 275.
Luganer See I, 534.
Lugau (Kgrch. Sachsen) I, 315.
Luma II, 587.
Lund II, 655.
Lupton I, 192.
Luther I, 88.
Lutra (Fischotter) II, 606. 608. 612. 615. 616. 624. 625. 630. 633. 641. 647.
Lutra canadensis II, 615.
— chilensis II, 647.
— platensis II, 647.
— vulgaris (gemeine Fischotter) II, 606. 608. 612. 615. 616. 624.
Luxemburgia II, 581.
Luzech II, 393.
Luzern, Gletschergarten von II, 384.
Luzon I, 214.
Lycien I, 374.
Lycoperdon horrendum II, 530.
Lycopodiaceen-Zone I, 340.
Lycopodium cernuum II, 592.
Lyell, Sir Charles: Lehre von der Aufschüttung der Vulcane I, 203.
— Senkungen hervorgerufen durch Erdbeben I, 269 (Nota 1).
— Hebungen während des Erdbebens von Valparaiso i. J. 1822 I, 270.
— Hebungen an der Küste Neu-Seeland's bei dem Erdbeben am 23. Jan. 1855 I, 271 (Nota 3).
— Eintheilung der Tertiärformation I, 329.
— Aufsteigen der schwedischen Küste I, 353.
— seculäres Sinken von Georgien und Südcarolina I, 361 f.
— Hebungserscheinungen an der Südküste von Sicilien I, 374.
— seculäre Senkung an der Somme-Mündung I, 378.
— Aufsteigen der schwedischen Küste I, 382 f.
— Madeira und die Canarien hingen nie mit Afrika zusammen I, 390.
— östlich der Alleghanies erhob sich einst ein hohes Gebirge I, 390.
— unter den Tropen finden sich keine Spuren der Eiszeit I, 472.

Lyell, Sir Charles: über die Entstehung der Gebirgsseen in Oberitalien I, 483.
— Wasserreisen verschiedener Thiere I, 510, Nota 1. II, 608 (Nota 2).
— Wanderung vulcanischer Aschen im Antipassat II, 217.
— Bildung des Märjelen-Sees (Eissee) II, 326. 327.
— Erklärung der Eiszeit durch eine andere Vertheilung des Starren und Flüssigen II, 364.
— die Insel Marajó kein Deltaland II, 404, Nota 2.
— über das Zurückweichen des Niagara II, 440.
— Schmetterlinge werden bisweilen auf hoher See gefangen II, 656 (Nota 4).
Lyme Regis I, 323.
Lyon II, 195. 394. 448.
Lyonnais II, 603.
Lyonnaiser Ketten II, 433.
Lyra, α I, 18. 286.
Lysefjord I, 478. 481.
Lyssabel I, 162.
Lyttelton I, 366.

Maare I, 204. 216 f.
Maasö I, 352.
Maasthal I, 266. 315.
Macaluba II, 311.
Macao I, 524. II, 270.
Mac Clintock II, 419.
Macdonald-Inseln I, 513.
Macedonien II, 554. 601.
Machairodus I, 333.
Mack, Capt. F. C. I, 367. II, 66.
Mackenzie (Fluss) I, 187. II, 405. 413.
Mackenzie-Bucht (Grönland) I, 363.
Mackenzie's Geysirtheorie II, 296 f.
Maclear I, 162.
Macquarie-Insel I, 501 ff.
Macrocolus halticus II, 643.
Macrocystis pyrifera II, 531.
Macropetalichthys I, 308.
Macruren I, 318.
Madagaskar I, 364. 371. 388. 503 f. 519. 531. 536. II, 188. 589. 638 f. 653.
Madeira I, 258. 390. 498. 516. 525. 527. 530. II, 131. 240. 505. 588.
Madenhacker II, 637.
Madison-River, Thal des I, 301 f.
Madras I, 159. 370.
Madrid II, 224.
Madura I, 523.
Mähren I, 315. 334.
Mael-Strom II, 31, Nota 2.
Märjelen-See II, 326 f.
Maestricht I, 327.
Magalhães-Länder s. Feuerland.
Magalhães-Strasse I, 463. 466. 472. II, 283.
Magalhães'sche Wolken (Nebelfleck am südlichen Sternenhimmel) I, 35.
Magdalenenstrom II, 408. 437. 535.
Magdeburg I, 197. II, 422. 431.
Magnesian limestone I, 316.
Magnetismus der Erde: räthselhaft in Rücksicht auf den gluthflüssigen Zustand des Erdinnern I, 287. Historisches über die Magnetnadel II, 455. Magnetische Declination II, 456 f., Inclination (Magnetpole) II, 457—459, Intensität II, 459—461. Verlauf der isogonischen Linien II, 461—463, der isoklinischen Linien II, 463 f., der isodynamischen Linien II, 464 f. Theorien über den Erdmagnetismus II, 465 f. Seculäre Variationen der Declination II, 466—468, der Inclination II, 468 f., der Intensität II, 469. Ursachen dieser Variationen II, 469 ff. Tägliche Variationen der Declination II, 471—473, der Inclination und Intensität II, 473. Verstärkung des tellurischen Magnetismus während der südlichen Declination der Sonne II, 474. Beziehungen des Erdmagnetismus zu Sonne und Mond II, 474. Magnetische Störungen II, 474—476. Beziehungen des Erdm. zum Polarlichte II, 476—481, zu den Sonnenflecken II, 481—483, zu den Cirruswölkchen II, 483—485.
Magnetpole II, 458 f. 461. 462 f. 468. 481.
Magnolia II, 557. 572.
— grandiflora II, 572.
Magot s. Inuus ecaudatus.
Magra II, 422.
Mahabalipuram I, 370.
Mahagonibaum II, 576 f.
Mahamailapur I, 370.

Mahanadi I, 369. II, 410.
Maienfeld II, 358.
Mailand I, 171. 175. II, 267. 475.
Main II, 371. 509.
Maine I, 463. 467. 477. II, 374.
Maini II, 418. 420.
Mais II, 554. 562. 572. 576. 583.
Makako s. Inuus.
Makassar-Strasse II, 629. 652.
Maki II, 639.
Malabar II, 559.
Malakka I, 364. 387. 397. 511 f. II, 630.
Malapert I, 60.
Malapterurus electricus II, 638.
Malayen I, 364. 530.
Malayische Piraten I, 140.
Malediven I, 370. 388. 496.
Mallet: Untersuchungen über Erdbeben I, 244 ff. 262. 263.
— Einwände gegen Hopkins' Theorie über die Mächtigkeit der starren Erdkruste I, 286 f.
— Maximaldicke der Gletscherschicht zur Eiszeit I, 477.
— Verhalten des Eisens beim Erstarren I, 550 f.
Mallikollo I, 492.
Malm (weisser Jura) I, 300. 321. 324.
Malmö I, 381.
Malörn I, 162.
Malta I, 374. II, 457.
Malte Brun I, 561.
Maluigin II, 65 f.
Malvenbäume II, 536 f.
Malvoisine I, 149.
Mamillaria II, 540. 573. 585. 587.
Mammuth I, 336.
Mammuthbaum II, 527. 574.
Mammuthbaumthal II, 527.
Mamun I, 145.
Manakin II, 645.
Manatus II, 637. 645.
— senegalensis II, 637.
Manchester II, 258.
Mandana (Vulcan, Santa-Cruz-Inseln) I, 240.
Mandelbaum II, 553.
Mandelsloh I, 195.
Mandschurei I, 233.
Mangaia I, 497.
Mangrovebaum I, 448. 459. II, 535. 560. 572. 578.
Mangusta (Herpestes) II, 620. 628. 630. 634. 639. Im übrigen s. Herpestes.
Manilla I, 260.
Manis II, 624. 631. 635.
Manon I, 326.
Mansfeld I, 316. 317.
Mantawi-Inseln I, 369. 501.
Manuck Debata II, 651.
Manukau-Hafen I, 204.
Maori-Ratte I, 522. 528. II, 658.
Maquis II, 553. 588. 589.
Mara II, 648.
Marajó II, 404.
Marais salans II, 330.
Maraldi I, 151. 171.
Maranham I, 156. 159.
Maranhão II, 261.
Marañon II, 369, Nota 1.
Marchfeld II, 445.
Marco Polo I, 346. II, 455.
Marder (Mustela) II, 615. 616. 620. 622. 624. 625. 630. 633. 641.
Mare Nectaris (auf dem Mond) I, 101.
Marennes I, 171.
Marianen I, 366. 492. 494. 498. 510. 530.
Maricourt, Pierre de II, 456.
Marienbad I, 227. II, 306.
Marienberg I, 256 f.
Marienkäfer II, 607.
Marigot von N'diadier II, 420.
Maringouiens II, 420.
Marion-Inseln I, 499.
Mariotte II, 112. 129. 130. 223.
Mariotte's Gesetz II, 112.
Maritimes Klima s. gleichmässiges Klima.
Mariut-See II, 416.
Mar-Khur II, 623.
Marmora, Graf Albert de I, 375.
Marokko (Staat) I, 258.
Maros II, 396.
Marquesas-(Mendaña-)Inseln I, 365. 494. 498.
Mars I, 86.
Marseille II, 183, Nota 1. 604.
Marsh I, 327.
Marshall-Inseln I, 365.
Marskarten I, 86 f.

Martaban, seculäre Hebungen am Golf von I, 369. Fluth im Golf von M. II, 27.
Martendale II, 183 f.
Martens, Eduard von II, 316.
Martigny II, 380.
Martinique (Kleine Antillen) I, 258. 510, Nota 1.
Martins, Charles: Wirkungen der Sandstürme in der Wüste I, 449 (Nota 1).
— das Vorrücken der Dünen in der Sahara I, 449 (Nota 2).
— über das Thierleben Irland's I, 519 (Nota 1).
— Siedepunkt auf dem Montblanc II, 137.
— Weinbau im Mittelalter II, 201.
— Gletscher in den Pyrenäen zur Eiszeit II, 360 (Nota 3).
— über die frühere Meeresbedeckung der Sahara II, 364.
— über die Kiesel der Crau II, 381.
— die Abhängigkeit der Gewächse von ihrem Standort II, 519 (Nota 3).
— über den Austausch der Gewächse zwischen Europa und Nordamerika II, 547.
— Verwandtschaft der alpinen Flora mit der nordischen II, 599 (Nota 2).
— die räthselhafte Verbreitung von Dioscorea pyrenaica und der ihr nahestehenden Pflanzen II, 601 (Nota 2).
— über die posttertiäre Flora Südfrankreich's II, 603. 604 (Nota 1).
Martin Vaz I, 391. 499.
Martius, Philipp v. II, 404, Nota 2. 532. 579.
Mas-a-fuera I, 391. 498.
Mascaret II, 28.
Maskarenen I, 371. 388. 499. II, 589.
Maskarenen-Strom II, 101.
Maskelyne I, 174. 176 ff.
Maskenschwein II, 636. 639.
Massengesteine s. Eruptivgesteine.
Massenverhältnisse der Meere und der Continente I, 407 ff.
Massua I, 372. II, 195. 196.
Mastixbaum II, 523. 553.
Mastodon I, 333.
Mastodonsaurus I, 319.
Masudi II, 406.
Matagorda-Bay I, 361.
Matanne II, 445.
Mathieu I, 156.
Matia-Insel I, 497.
Matiasbay I, 391. II, 405.
Mattapony II, 371.
Matterhorn I, 569.
Matterjoch II, 170 f.
Matteucci I, 194.
Matthew-Insel I, 492.
Maulbeerbaum II, 553. 558.
Maulwurf II, 616. 620. 623.
— blinder II, 620.
— gemeiner II, 616.
Mauna Kea I, 208. II, 217.
— Loa I, 202. 206 f. 208. 213. 218. 224. 259.
Maupertuis I, 152.
Maurienne, Gebirge von I, 559.
Mauritia II, 578. 579.
— flexuosa II, 579.
Mauritius I, 260. 371. 499. 526. 530. II, 505 f.
Maury (Astronom) I, 126.
Maury (Hydrograph), M. F.: erste Tiefenkarte des nordatlantischen Beckens I, 410.
— der Silbergehalt der Oceane II, 5 Nota 1.
— über die Guineaströmung II, 57.
— dachförmige Oberfläche, sowie Farbe des Floridastromes II, 62.
— Verschiedenheit der Passatkräfte im Gebiete des nord- und südatlantischen Oceans II, 88.
— der Floridastrom bewegt sich bergan, entsteht durch Salinitätsdifferenzen II, 98.
— ungleiche Dauer der beiden Monsune im Gebiete des Indischen Oceans II, 213 (Nota 1).
— der Calmengürtel oder Aequatorialwolkenring II, 255.
Maus (Mus musculus) II, 610. 617. 624. 626. 635. 643.
Maxima der Luftwärme II, 194—197, der Windstärke II, 208 f.
Maximilian, Prinz von Neuwied II, 499.
Maximiliana princeps II, 579.
Maximum-Thermometer II, 153.

Mayer, Jul. Rob.: Gesetz von der Unzerstörbarkeit der Kraft I, 38. 42. 43 (Nota 1).
— Ursprung der Sonnenwärme zurückgeführt auf Meteoritenregen I, 47 f.
— Verzögerung der Erdrotation durch die Gezeiten I, 50 f.
— Bedeutung der Atmosphäre im Haushalt der Natur I, 81 (Nota 1).
Mayer, Tobias: Beobachtung eines grossen Sonnenflecken I, 74.
— Mondtafeln I, 170.
— Messung der magnetischen Intensität II, 459.
Maypo I, 225.
Méchain I, 160. 161.
Mechanische Leistungen der Ströme II, 375—397.
Medanos I, 448. II, 493.
Medardus (8. Juni) II, 237.
Médoc I, 458.
Meech II, 139 (Nota 1).
Meer: seine Beziehungen zum Vulcanismus I, 232 ff. Erschütterungen des M. durch Erdbeben I, 246. Andere Vertheilung des M. in früheren geologischen Zeitaltern I, 290. Die Grenzen vorhistorischer Meere zu bestimmen I, 298 f. Flächenverhältniss des M. zum Festlande I, 392. 426. Methoden zur Messung seiner Tiefen I, 407 ff. Seine mittleren Tiefen I, 410—420. Sein Volumen I, 427. II, 287. Sein Gewicht ist demjenigen der Erdfesten gleich I, 427 f. Neigung seiner Wandungen I, 433 f. Zerstörende Thätigkeit des Meeres I, 433—442. Salzgehalt und specifisches Gewicht seines Wassers I, 552. II, 3—13. Fluth und Ebbe II, 14—32. Temperaturen an seiner Oberfläche II, 33—38, in den Tiefen desselben II, 38—55. Seine Strömungen s. Meeresströmungen. Meere als Hindernisse für die Verbreitung der Gewächse II, 599, der Thiere II, 611.
Meeresbecken, ihre Entstehung I, 290.
Meeresgrund, sein Relief I, 405 f. 428 ff.
Meeresniveau, Abweichung des M. von dem reinen Rotations-Ellipsoid in Folge Attraction der Festlande I, 158 f.; im allgemeinen ist es in allen Oceanen dasselbe II, 105 f.
Meeresströmungen haben nur geringe erodirende Kraft, nivelliren den Meeresgrund I, 429. Darstellung der M. II, 56—80. Die Theorien der M. II, 81—107. M. dienen zur Verbreitung der Gewächse II, 545. 577. 593 f.
Meerfelden, Maar bei I, 217.
Meerkatze II, 633.
Meermühlen bei Argostoli II, 308.
Meerschwein s. Delphinus phocaena.
Meerschweinchen II, 640. 643. 648.
Megaderma II, 633.
Megalobatrachus II, 624.
Megapodidae II, 651.
Mehadia II, 294.
Meiringen II, 439.
Meissner, Braunkohle vom I, 343.
Mekhong II, 410.
Mekran I, 370.
Melaleuca II, 534.
Melan I, 162.
Melanesia-See s. Korallenmeer.
Melaphyr I, 292. 297.
Melastomaceen II, 537.
Melbourne I, 366. II, 233. 249.
Meles II, 616. 624. 625.
Melilotus sulcata II, 597.
Meline, James II, 496, Nota 2.
Meliphagidae II, 651.
Mellum I, 379.
Melonen-Cactus II, 541. 573. 582.
Memel I, 162. II, 32.
Memnonsäule I, 451.
Memphis (am Mississippi) II, 497.
Menam II, 410.
Menamdelta I, 369.
Mendaña-Archipel s. Marquesas-Inseln.
Mendana-Vulcan I, 492.
Menden I, 257.
Mendesische Nilmündung II, 416.
Mendoza II, 648.
Mensaleh-See I, 372. II, 416.
Mensch: Skelettheile im Diluvium I, 336 f. Verbreitung der Gewächse durch den M. II, 596 f. Verbreitung der Thiere durch den M. II, 610. Der M. ein Hinderniss für die Verbreitung mancher Thiere II, 613.

Menzies-Tanne II, 550. 570. 571.
Menzzer II, 458 f.
Mephitis (Stinkthier) II, 625. 626. 640. 641.
— Chinga II, 626.
— patagonica II, 647.
— suffocans II, 647.
Meran II, 360.
Mercur I, 79 ff.
Mer de Glace II, 343. 344. 345. 353. 599.
Mergelschichten, Bildung derselben I, 292 f.
Mergen I, 233.
Meriones (Rennmäuse) II, 621. 631. 635. 643.
Merops II, 618. 637.
— apiaster II, 618.
Merw II, 516.
Mesa II, 402.
Mesembryanthemum II, 504. 567.
Mesén I, 185.
Mesopotamien II, 160. 196. 437.
Mesozoische Formationsgruppe I, 298. 318—328.
Messier XVII, Nebelfleck I, 34 f.
Messina I, 268. II, 31.
Metall-Maximum- und Minimum-Thermometer II, 154.
Metamorphose des Urgebirges I, 303.
Meteorite I, 107 ff. Aufzählung wichtiger Meteoritenfälle I, 107 f. Grösse und Gewicht der M. I, 108 f. Charakteristische Merkmale der M. I, 109 f. Chemische Zusammensetzung I, 110. Specifisches Gewicht I, 110. Eintheilung in Stein- und Eisen-M. I, 110. Geschwindigkeit der Bewegung I, 112. Bahnen I, 112 f. Aufleuchten beim Eintritt in die Atmosphäre I, 113. Erhöhte Frequenz vom 12. bis 14. November (Leoniden) und am 10. August (Perseiden) I, 114 ff. Bahnen der November- und Augustschwärme I, 115 ff. Uebereinstimmung derselben mit Cometenbahnen I, 117 ff. 132.
Meteorsteine s. Meteorite.
Meter, Bestimmung seiner Grösse I, 160.
Methone (Methana) I, 202 f.
Metrosideros II, 534.
Metroxylon Rumphii II, 559.
— sagus II, 559.
Mettenberg I, 542 f.
Mexicanische Flora II, 575 f.
Mexicanische Küstenströmung II, 76.
Mexico (Geologisches:) I, 109. 225. 232. 233. 236 f. 239. 361. 493 f. (Meteorologisches:) II, 168 f. 219. 283. 354. 437. (Biologisches:) II, 525. 540. 546. 573.
Mexico, Busen von I, 420. II, 35. 36. 51. 59. 98. 393. 408. 414. 416. 625. 626. 627. 639. 642. 643. Gebiet des B. v. M. II, 219. 263.
Meximieux II, 603.
Meyer, O. E. II, 85.
Mezquite-Sträucher II, 573.
Michelia II, 560.
Michigan (Staat) I, 316. II, 334. 362.
Michigan-See II, 32. 319.
Micraster I, 326.
Microcebus II, 639.
Microglossa II, 632.
Microlestes antiquus I, 320.
Micuipampa II, 460.
Middendorff, Alex. Theod. v.: Südgrenze des Eisbodens in Sibirien I, 186.
— Beobachtungen im Scherginschachte I, 187 f.
— Hebungserscheinungen an der Nordküste von Sibirien I, 368.
— über die Vegetation des Taimyrlandes II, 548 f.
— über die Vegetation Westsibirien's II, 551 (Nota 1).
Milchstrasse I, 18 ff.
— der Nebelflecke I, 21.
Miller, W. A. II, 43.
Miller-Casella'sches Thermometer II, 43.
Milne I, 265.
Milton II, 495 f.
Milvus isurus II, 651.
Milwaukee II, 32.
Mimosa dormiens II, 537.
— pudica II, 537.
— sensitiva II, 537.
— somnians II, 537.
— somniculosa II, 537.
Mimosen II, 537.
Minas geraës II, 499. 580.
Mincio-Gletscher in der Eiszeit II, 359.
Mindanao I, 238.

Mindoro-See II, 53.
Mineralwasser II, 305—307.
Mingrelien II, 316.
Minima der Luftwärme II, 197.
Minimum-Thermometer II, 153 f.
Minnesota II, 281. 362.
Minutoli, v. I, 234.
Miocän I, 294. 301. 329.
Mjösen-See I, 484. II, 451.
Miquelon I, 447.
Mira (Stern im Bilde des Walfisches) I, 289.
Mississippi (Staat) II, 280.
Mississippi (Strom) II, 370. 373. 374. 392. 393. 401. 408. 413 ff. 420. 422. 423. 428. 433. 434. 436. 538 f. 610.
Mississippi-Delta I, 311. 361. 397. II, 407. 408. 410. 413 ff. 420. 426.
Mississippi-Ebenen I, 261. 269. II, 280 f. 436. 497. 572.
Missouri (Staat) I, 316. II, 281.
Missouri (Strom) II, 370.
Mistel II, 595.
Mistral I, 446.
Mitchell I, 180.
Mitchell II, 160.
Mittel zur Verbreitung der Gewächse II, 592—597, der Thiere II, 608—610.
Mitteleuropa (Geologisches:) I, 163. 171. 292. 377 ff. 385. (Meteorologisches:) II, 193. 233. 274 ff. 480. (Biologisches:) II, 534 f. 550 ff. 616—618.
Mittelmeer I, 372 ff. 389. 420. 436. 452. II, 10. 11 f. 30. 50 f. 104. 106. 317. 408.
Mittelmeerflora II, 552—555.
Mittelmeerländer I, 330. II, 188. 266 f. 361 f. 501 f. 545. 552—555. 619—622.
Mittlere Jahrestemperatur II, 156.
— Monatstemperatur II, 156.
— Tagestemperatur II, 155 f.
Moa I, 522. 526.
Mobile I, 361.
Modellirung der Küsten I, 433—447.
Möbius, Karl I, 304, Nota 1.
Möllhausen, Balduin II, 382 f. 496. 527.
Möllthal II, 328.
Mönch (Berg) I, 568.
Mörderschlinger II, 542.
Moesta, C. I, 451.
Mofetten I, 226 ff.
Mohl II, 519.
Mohn, H.: relativ hohes specifisches Gewicht des atlantischen Wassers in hohen nördlichen Breiten II, 7.
— jährliche Temperaturamplitude des Oberflächenwassers im Skager Rak II, 34 (Nota 1).
— über Tiefseetemperaturen in dem Norwegischen Meere II, 40.
— über das Auftreten kälterer Meeresschichten zwischen wärmeren II, 45.
— über die Tiefentemperaturen im nördlichsten Theile des Atlantischen Oceans II, 48 ff.
— Temperaturverhältnisse in dem Wasser der Fjorde II, 50 (Nota 1).
— thermale Strömungen im Ocean II, 92.
— vorherrschende Südwestwinde im Gebiete des Golfstromes II, 99, Nota 1.
— Erklärung der täglichen Oscillationen des Barometerstandes II, 125. 126 (Nota 1).
— Windstärke an den Küsten grösser als im Binnenlande II, 207.
— Beziehungen zwischen Windstärke und barometrischer Neigung II, 225.
— thermische Extreme der Windrose in verschiedenen Ländern II, 232 f.
— die tägliche Periode des Dampfdruckes im Juli zu Bergen und Upsala II, 247 f.
— Dampfdruck in Christiania und auf dem Dovrefjeld II, 250.
Mohn II, 523.
Mohr I, 263.
Mokattam-Gebirge I, 451.
Molasse I, 328.
Moldau (Fluss) II, 370.
Molopo II, 399.
Molukken I, 228. 259. 264. 369. 492. II, 215. 534. 559. 562. 608.
Mommsen I, 524 (Nota 2). II, 437 (Nota 1).
Monatsisanomalen II, 187.
Monatsisothermen II, 178 ff.
Mond: Grösse I, 98. Masse I, 98. Siderische und synodische Umlaufszeit I, 99. Entfernung von der Erde I, 99. Seine Bahn I, 99. Rotation I, 99. Libration I, 99 f. Schwerpunkt des Mondes nicht in der Mitte I, 100. Consequenzen davon I, 100 f. Atmo-

sphäre I, 100 ff. Mondberge I, 101. 216. Absorption der Atmosphäre I, 53. 101 f. Beweise für das Fehlen einer Atmosphäre I, 102 f. Spectrum I, 102. Thermische Verhältnisse an der Mondoberfläche I, 103. Der M. eine leblose Einöde I, 103. Abplattung der Erde berechnet aus den Bewegungen des M. I, 159 f. Mondfinsternisse benützt zur Ermittelung des Zeitunterschiedes zweier Orte I, 169. Mondtafeln I, 170. Einfluss des M. auf die Entstehung von Erdbeben I, 266 ff. Der M. bewirkt (mit der Sonne) das Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen I, 285 f. II, 144, sowie die Entstehung von Fluth und Ebbe II, 14 ff. Der M. ist für die Erde kein wesentlicher Wärmequell II, 138. 237. Beziehungen des M. zum Wetter II, 237 f., zum Erdmagnetismus II, 474.
Monde der Venus I, 83, des Mars I, 88, Jupiter's I, 91. 169, Saturn's I, 95 f., des Uranus I, 97, Neptun's I, 98.
Mondorff I, 196.
Mongolei II, 272. 622.
Mongolen II, 454.
Monizia edulis I, 516.
Monkwearmouth I, 348.
Monodon monoceros II, 615.
Monotremen II, 650.
Monsune II, 211. 212—215. 219 f. 255. 269—272. 512.
Montagna di Fuego I, 238.
Montaigne (Astronom) I, 83.
Montaigne, Michel de I, 458.
Montalto (Aosta-Thal) I, 474.
Montbaron I, 83.
Montblanc I, 242. 540. 541. II, 136. 169. 285. 343 ff. 353. 359.
Mont Cenis I, 178. 193.
Monte Alto I, 268.
— Argentario I, 441. 446 f.
— Circello I, 441.
— di Somma I, 215. 225.
— -Massi I, 194.
— Nuovo I, 208 f. 225. 355.
— Romano I, 441.
— Rosa II, 353. 358. 359.
Montevideo I, 159. II, 404. 411. 469. 498.
Montpellier II, 317.
Montreal II, 411.
Montserrat (Catalonien) II, 601.
Mont Sinuire I, 242.
Monument-Cactus II, 573.
Moosbrucher Maar I, 217.
Moose II, 532. 549.
Mopane-Baum II, 566.
Mora II, 578.
Moränen bewirken bisweilen die Bildung von Seen II, 328. Entstehung der M. II, 340. Seitenmoränen II, 341, Mittelmoränen II, 341, Endmoränen II, 342. Grundmoränen II, 343.
Morbihan, Bucht von I, 377.
Morchella alba II, 530.
Morea I, 374. II, 620.
Moreno, García I, 236.
Moresnet II, 519.
Morlaix I, 378.
Morro-Melancia I, 452.
Morteratsch-Gletscher I, 474. II, 353.
Morus alba II, 553.
— nigra II, 553.
Mosasaurus I, 327.
Moschus aquaticus II, 636.
— kanchil II, 631.
— meminna II, 631.
— moschiferus II, 622.
— napu II, 631.
Moschusthier s. Moschus.
Moskau I, 176. 315. II, 273.
Moskö-Strom II, 31, Nota 2.
Motacilla II, 637. 656.
— alba II, 656.
Mount Hood I, 472.
— Rainier I, 472.
Mouvement de bascule s. Schwengelbewegung.
Mozambique I, 371. II, 564.
Mozambique-Strom II, 79. 91. 101.
Mucuna urens II, 68.
Mudge I, 162.
Mühlhausen (am Eichsfeld) II, 208. 249.
Mühlheim (Rheinprovinz) I, 257.
Mühry, A.: über Meeresströmungen II, 82. 87 (Nota 1). 91. 92. 93 ff.
— Circumtraction des Windes II, 207.

Mühry, A.: die Regenzonen der Erde II, 259 f. 273. 500.
Müller, Ferd. II, 527.
— Gerhard Friedrich I, 367.
— Joh. I, 17 (Nota 1). 89 (Nota 1). 113 (Nota 1). 127 (Nota 1). 273, Nota 1. 280 (Nota 1).
München II, 228. 237. 360.
Muflon II, 621. 623. 627.
Mughus II, 550.
Muka-Muka-Point I, 271.
Mulde (Fluss) II, 392. 431.
Muldenseen II, 329.
Muldenthal s. synclinales Thal.
Multan II, 195.
Munkholm I, 383.
Muntjakhirsch II, 631.
Munzinger II, 196.
Muradabad II, 609.
Murchison, Sir Roderick I, 10. 305.
Murmelthier s. Arctomys.
Murzuk II, 195.
Mus II, 610. 617. 619. 621. 624. 626. 631. 635. 643. 648. 650. 657 f.
— barbarus II, 621.
— decumanus II, 617. 624. 626. 635. 643.
— musculus (Hausmaus) II, 610. 617. 624. 626. 635. 643.
— orientalis II, 621.
— rattus (Hausratte) II, 610. 617. 626. 635. 643. 657 f.
— tectorum II, 621.
Musa Ensete II, 564.
— paradisiaca (gemeiner Pisang) II, 539. 554. 559.
— sapientum (Banane) II, 524. 539. 559.
Muscatnussbaum II, 562.
Muschelbänke I, 357, auch Nota 1 und 3. 359. 367. 368. 374. 375.
Muschelkalkformation I, 294. 319 f. 320. II, 334.
Muschketow, J. I, 234.
Muscicapa II, 637.
Musophaga II, 637.
Mustela (Marder) II, 615. 616. 620. 622. 624. 625. 630. 633. 641.
— agilis II, 641.
— alpina II, 622.
— altaica II, 622.
— erminea II, 615. 625.
Mustela foina II, 616.
— furo II, 620.
— huro II, 625.
— lutreola II, 625.
— martes II, 616. 625.
— pusilla II, 625.
— putorius (Iltis) II, 622.
— Richardsonii II, 615. 625.
— sibirica II, 616.
— subpalmata II, 620.
— vison II, 625.
— vulgaris (Wiesel) II, 615. 625.
— zibellina (Zobel) II, 616. 622.
Muszynski, C. II, 424 (Nota 3).
Mutisiaceen II, 583.
Mutterlaugensalze II, 332.
Mycetes II, 641.
Mycteria americana II, 645.
Mydaus II, 629. 630.
Myodes helvolus II, 615.
— lemmus (Lemming) II, 610 f. 615. 627. 628.
— torquatus II, 615.
— trimucronatus II, 615.
Myogale II, 625.
Myopotamus II, 643. 648.
— coypus II, 648.
Myoxus (Schläfer) II, 617. 619. 620. 634. 647.
— glis II, 617. 620.
— melanurus II, 634.
— muscardinus II, 620.
— nitela II, 620.
Myrmecobius II, 650. 651 f.
Myrmecophaga s. Ameisenfresser.
Myrsineaceen II, 605.
Myrte II, 190. 534. 553.
Myrtus communis II, 534.
— stipularis II, 534.
Mystriosaurus I, 323.
Mytilus I, 321. 322. 355.
— polymorphus II, 321.
Myzodendron punctulatum II, 595.

Nab II, 371.
Nab, M' II, 494.
Nabelschwein II, 627. 644. 648.
Nachtaffen II, 641.
Nachtigall II, 618.
Nadelhölzer vgl. Coniferen.

Nägeli, Karl I, 512.
Nagelflue I, 328.
Nagelfrosch II, 638.
Nahur II, 623.
Naja II, 632. 638.
Nain (Labrador) I, 186. II, 175 f.
Nairsa I, 525.
Namaqualand I, 108. II, 500, Nota 1.
Namen der Ströme II, 369—371.
Namur I, 315.
Nandu s. (amerikanischer) Strauss.
Narbonne II, 317.
Narenta II, 422. 425.
Nares I, 363. II, 47.
Narwal, gemeiner II, 615.
Nasenthier s. Nasua.
Nashorn s. Rhinoceros.
Nashornvogel II, 632.
Nasmyth'sche „Weidenblätter" I, 60.
Nasua II, 625 f. 640. 642.
— montana II, 640.
— socialis II, 625 f. 642.
Natronsäuerlinge II, 306.
Natronseen II, 417.
Natronwasser II, 306.
Naumann, C. F. I, 257. 260. 403, Nota 1.
Nautilus I, 314.
Nazareth-Fluss II, 419.
Neanderthal (b. Düsseldorf) I, 337.
Neapel I, 226. 227. 256. II, 131. 175. 267.
Nebel II, 251.
Nebelflecke I, 19 ff. Sie sind zumTheil unzweifelhaft entzündete Gasmassen I, 31 ff. 278. Bewegungen der Doppelnebel I, 32. Wirkliche N. sind Stoff zu neuen Sternenbildungen I, 33. 278. Sie finden sich vorzugsweise in sternenöden Räumen I, 33 ff. Entstehung unseres Sonnensystems aus einem Nebelsphäroid I, 274 ff. Planetarische Nebel I, 288.
Nebelsterne I, 288. Das Sonnensystem früher ein N. I, 275.
Nebraska (Staat) I, 317.
Neckam, Alexander II, 455.
Neger I, 530. II, 436. 517.
Negretti II, 106.
Negretti-Zambra's Tiefseethermometer II, 43.
Negros (eine Insel der Philippinen) I, 238.
Nehrungen I, 442 ff.
Nelumbium speciosum II, 543.
Neocom I, 325.
Neogen I, 329. 331—333.
Neograder Gebirge II, 445.
Neotoma II, 626 f.
Nepal II, 561. 601.
Nephrodium molle II, 592.
— unitum II, 592.
Nephrolepis tuberosa II, 592.
Neptun I, 97 f. 274. 283.
Neptunmond I, 98. 274.
Nereocystis Lütkeana II, 531 f.
Nerinea I, 322. 326.
Neritina liturata II, 321.
Nertschinsk II, 270. 476.
Neu-Amsterdam I, 499. 515. 530.
Neu-Archangelsk II, 176. 279.
Neu-Bassora II, 406.
Neu-Braunschweig I, 316. II, 27. 409.
Neu-Britannien I, 232.
Neu-Caledonien I, 366. 387. 403. 500 ff. 503. 509. 515. 531. II, 271. 590.
Neue Hebriden I, 229. 240. 366. 492 f. 494. 498. 515. II, 26.
Neuenburg II, 357.
Neuenburger See II, 329.
Neu-England I, 265. 463. II, 191 f. 280. 362.
Neufahrwasser II, 32.
Neuffen I, 195.
Neu-Fundland I, 362. 385. 391. 463. 467. 535. 545. 571.
Neu-Fundland, Bank von I, 390. II, 35. 36. 70. 73 f. 355.
Neu-Granada II, 283. 419. 426 f. 525, Nota 2.
Neu-Guinea I, 232. 259. 366. 386. 489. 490. 501. 520. 521. 531. II, 215. 271.
Neu-Hannover I, 396.
Neu-Holland s. Australien.
Neu-Irland I, 366. 396.
Neukirch (bei Bischofswerda) II, 120.
Neu-Madrid (Ver. St.) I, 261.
Neumann, Carl v. II, 197 (Nota 4).
Neu-Mexico II, 516.
Neuropteris I, 309. 316.
Neusalzwerk (Westphalen) I, 196. 198.

Neu-Schottland I, 316. 391. 463. 467. II, 27. 409.
Neu-Seeland (Geologisches:) I, 204. 209. 211. 217. 226. 232. 240. 259 (auch Nota 2). 271. 364. 366. 385. 387. 468 f. 471. 472. 500. 501 f. 503. 522. 526. 527 f. 531. (Meteorologisches:) II, 268. 281 f. 299—301. 311. 354. 366 f. (Biologisches:) II, 590. 592. 598. 602. 658.
Neu-Sibirien I, 336. 368.
Neu-Süd-Wales II, 281.
Neuwied I, 257.
Nevado de Chillan II, 354.
Newbold I, 184.
Newcastle, Kohlenbecken von I, 312. 344. 347. 348.
Neweroff II, 197 (Nota 6).
New-Haven (Connecticut) II, 200.
New-Jersey I, 362.
New-Orleans I, 361. II, 397. 423. 497.
New-Providence II, 293.
New-Quay I, 378.
New-red-sandstone I, 316.
New-River II, 334.
Newton: Gesetz von der Erhaltung der Kraft I, S. 38, Nota 1.
— über den Schweif des Cometen von 1680 I, 122.
— die Richtigkeit seines Gravitationsgesetzes erwiesen aus der Picard'schen Gradmessung I, 149.
— die Verkürzung des Secundenpendels am Aequator eine Folge der polaren Abplattung der Erde I, 150.
— Grösse dieser Abplattung I, 150 f.
— Localattraction I, 173.
Newton (Mondgebirge) I, 101.
New-York (Staat) I, 362. II, 334.
New-York (Stadt) I, 156. II, 175. 258.
Ngami-See II, 313.
Niagarafälle II, 439 f. 442.
Nicaragua-See II, 319 f.
Nicoya I, 359.
Niebuhr, Carsten I, 371 f.
Niederlande s. Holland.
Niederschläge, Begriff II, 250 f. 257; im übrigen s. bei Regen.
Nieder-Wildungen II, 306.
Nieswurz, stinkende II, 519.
Niger II, 369. 406. 410. 436.
Nijmegen II, 394.
Nikkala I, 382.
Nikobaren I, 369.
Nikolajew II, 276.
Nil I, 143. 144. II, 12. 387. 398. 400 f. 403, Nota 2. 408. 416 f. 422. 423. 424. 435. 436. 437. 499. 563. 564. 635 f.
Nilagiri II, 654.
Nildelta I, 372. 373. II, 403, Nota 2. 408. 416 f. 425. 426. 427.
Nilpferd II, 635 f.
Nimbus II, 253.
Nipon II, 557. 558.
Nippfluth II, 17 f.
Nischne Udinsk II, 197.
Nischnii-Nowgorod (Gouv.) I, 317. II, 365. 387. 462.
Niu-tschuan I, 368.
Niveauerhöhung der Oceane an ihren continentalen Ufern I, 158 f. 176.
Nizza II, 202. 267. 533.
Noah II, 334.
Nördliches Eismeer s. Eismeer.
Nördliche Hemisphäre, Temperaturverhältnisse II, 175 ff. 179 ff.
Nöschel II, 322.
Nordafrika s. unter Mittelmeerländer.
Nordafrikanische Strömung II, 63.
Nordamerika (Geologisches:) I, 186. 187. 231. 294. 296. 308. 311. 313. 316. 317. 320. 321. 326. 328. 334. 360 ff. 388. 390 f. 396. 397. 400. 401. 461. 463. 465. 467. 472. 473. 498. 529 f. 557 f. (Meteorologisches:) II, 76. 127. 175 f. 179. 186 ff. 197. 199. 227 ff. 233—236. 256 f. 263 f. 273. 278—281. 301—303. 319. 321. 324. 354. 362 f. 367 f. 382. 434. (Biologisches:) II, 495—497. 535. 546 f. 570—576. 598. 624—628. 653 f. 657.
Nordamerikanisches Waldgebiet II, 570—572.
Nordbrabant I, 378.
Nordcanalrinne I, 435.
Nordcarolina I, 444. II, 571. 657.
Norddeutsche Tiefebene I, 327. 334. II, 355. 365. 552.
Nordenskiöld: Meteoreisen auf Grönland I, 108 f.
— grosse Meerestiefen bei Spitzbergen I, 282.
— letzte Fahrt in's russische Eismeer I, 470. II, 66. 67.

Nordfjord II, 50.
Nordlicht II, 476—485.
Nordsee I, 378 ff. 388. 420. 425. 432. 433. 435. 487. 489. 518. II, 26. 30. 49. 105. 425.
Nordstrand I, 380.
Norfolk (England) I, 439.
— (Insel) II, 590.
Normandie I, 107. 378. II, 190. 201.
Normannische Inseln I, 439. 524.
Northshields II, 277.
Northumberland I, 315.
Northumberlandsund II, 171.
Norton-Sund I, 186. 360.
Norwegen s. bei Skandinavien.
Norwegisches Meer II, 40. 45.
Norwegische Rinne II, 49.
Nostitz, Pauline v. II, 196 (Nota 3).
Nottinghamshire I, 192.
Nouet II, 157.
Nova Scotia I, 362.
Nowaja Semlja I, 367. 489, Nota 1. II, 65 f. 171. 191. 536. 593.
N'pulunai II, 420.
Nubien II, 398. 499. 562. 565. 634. 635. 636.
Nützlichkeitsprincip angewandt auf das Weltall I, 104 f.
Nullah II, 399.
Numida II, 637.
Nummuliten I, 296. 330.
Nussbaum II, 551. 603.
Nutation I, 286.
Nycteris II, 633.
Nycticejus II, 625. 633. 641.
Nyctipithecus II, 641.
Nyctophilus II, 650.
Nykjöbing II, 31.
Nymphäen II, 543.

Oahu I, 365. 497.
Oasenartiges Auftreten der Pflanzen II, 599 ff., der Thiere II, 654 ff.
Oaxaca (Prov.) II, 540. 576.
Ob II, 66. 386. 388. 405.
Oberalp I, 538.
Oberer See II, 319.
Oberg I, 162.
Oberrheinische Tiefebene I, 293. 298 f. 533. II, 237. 277. 377. 394. 447 f.
Obolus I, 306.
Obsidian II, 289.
Occultation I, 102.
Ochnaceen II, 581.
Ochotsk II, 176.
Ochotskisches Meer I, 420. II, 11. 52. 76. 191.
Ochotskischer Strom II, 76 f.
Octodon II, 643. 647.
Odenwald I, 293. 320.
Oder, alter Lauf der I, 381.
Odessa II, 276.
Odontopteris I, 309. 316.
Odontopteryx I, 330.
Odontornis I, 327.
Ölbaum II, 536. 553.
— amerikanischer II, 571.
Ölpalme II, 545. 565.
Oenocarpus II, 579.
Oeregrund I, 383.
Österreich (Erzherzogthum) I, 327. 360.
Österreich (Staat) I, 422. II, 259. 276. 334. 360. 550.
Ötzthaler Gruppe II, 285. 353. 450.
Ofen II, 194. 294. 445.
Ofenberg (armenisches Hochland) I, 234.
Ofotenfjord II, 45. 50.
Ofverbom I, 162.
Oglio-Gletscher der Eiszeit II, 359.
Ogowai-Delta II, 56. 419 f.
Ohio II, 436.
Ohiokohlenbecken I, 390.
Ohmgebirge I, 327.
Ohraffe (Otolicnus) II, 633. 639.
Ohreule, mittlere II, 607.
Ohrrobbe s. Otaria.
Oiketicus II, 654.
Olbers I, 89. 131.
Old Faithful II, 303.
Oldham I, 193.
Old-red-sandstone I, 308. II, 550.
Olea americana II, 571.
— europaea II, 536. 553. 604.
— verrucosa II, 566.
Oleander II, 553.
Oligocän I, 294. 329.
Olmstedt I, 114.
Olonez (Gouv.) II, 551.
Olympiodor II, 292.
Olyreen II, 538.

Oman, Golf von II, 27.
Ombrometer II, 257.
Ombrone-Mündung I, 441. II, 420.
Ombu II, 585.
Onager s. (wilder) Esel.
Onchus I, 306.
Oncidium Papilio II, 541.
Onega-See II, 318.
Ontario-See II, 319. 413. 421. 439. 442.
Oolithenformation I, 321.
Ophrys II, 541.
Opium II, 523.
Opossum II, 612.
Oppido (Calabrien) I, 268.
Oppolzer I, 117.
Opuntia II, 540. 554. 573. 581. 585. 586. 587.
— Darwini II, 586.
— ficus indica II, 554.
— missouriensis II, 573.
Orakeikorako II, 299.
Orangengewächse s. Citrus.
Orang-Utan II, 629.
d'Orbigny I, 325. II, 640.
Orchideen II, 541 f. 561. 565. 576. 578. 579. 590.
Ord, C. K. II, 7.
Ording I, 456.
Oregon I, 472. II, 268. 571.
Oregon-Ceder II, 571.
Oregon-Tannen II, 571.
Orellana II, 369, Nota 1.
Orenburg (Gouv.) I, 317. II, 193. 539.
Oreodaphne exaltata II, 576.
Oreodoxa frigida II, 584.
— oleracea II, 576.
— regia II, 576.
Orinoco II, 405. 410. 417 f. 432. 433. 436. 608.
Orion, α (Fixstern) I, 58.
Orkan II, 206. 208 f. 225.
Orkney-Inseln I, 439. II, 274. 547.
Ornithorhynchus paradoxus I, 519. II, 650.
Orographische Seen II, 329.
Oron-See II, 319.
Orotava II, 528.
Orsk (Gouv. Orenburg) I, 171.
Orthis I, 306. 307.
Orthoceras I, 306. 314.
Orton, James: Profile südamerikanischer Vulcane I, 208.
— barometrische Beobachtungen im Amazonasgebiete II, 133.
— geologische Beobachtungen daselbst II, 363.
— der Amazonas besitzt einen echten Mündungstrichter II, 404, Nota 1.
Ortyx II, 628.
Orvin II, 357.
Orycteropus II, 635.
Oryzeen II, 538.
Osborn, Sherard I, 405, Nota 2.
Oschurstrauch II, 556. 565.
Osler II, 207 f. 224.
Ostasiatische Inselreihen I, 237 f. 491 f.
Ostaustral-Strömung II, 77. 101.
Ostchinesisches Meer I, 420. II, 76.
Osteolepis I, 308.
Osterinsel I, 364. 498. 513.
Osterjökull II, 283. 284.
Ostgrönländische Strömung II, 71. 72. 73. 228. 594.
Ostindien s. Vorder- und Hinterindien.
Ostrea placunoides I, 319.
Ostsee I, 381. 388 f. 420. 433. 452. II, 11. 31. 51. 96. 105. 106. 107. 191. 318.
Ostseeländer, russische I, 306. 381. II, 191. 232.
Ost-Virginien I, 362.
Otaria II, 608. 624. 645. 648. 650.
— jubata (Seelöwe) II, 608. 624. 648.
— ursina II, 648.
Otocyon II, 634.
Otolicnus II, 633. 639.
— galago II, 633. 639.
Otumpa I, 109.
Oued-Gabes II, 31.
Ouvirandra II, 589.
Overijssel I, 378.
Ovid I, 202 f.
Ovifak I, 109.
Ovis Argali II, 615. 623.
— aries (Hausschaf) II, 610.
— cypria II, 621.
— montana II, 627.
— musimon II, 621.
— Nahoor II, 623.
— orientalis II, 621.
— tragelaphus II, 621. 637.

Ovis Vignei II, 623.
Owen, R. I, 504.
Owthorne I, 440.
Oxus (Amu) II, 399. 407.
Ozelot II, 625 f. 642.

Paachata II, 283.
Paarl II, 567.
Padua II, 124.
Pässe des Mississippi II, 414.
Page, Thomas J. II, 387. 499.
Pahtawara I, 162.
Pairoa-Kette II, 311. 592.
Paka II, 643.
Pako II, 644.
Palaemon II, 316.
Palaeomeryx I, 333.
Palaeoniscus I, 317.
Paläontologie, ihre Bedeutung für die Altersbestimmung der Formationen I, 295, für die gegenwärtige Vertheilung des Pflanzenlebens II, 603 f., sowie des Thierlebens II, 651 f. 658.
Palaeotherium I, 331.
Paläotomm-See II, 316.
Paläozoische Formationsgruppe I, 298. 302. 305—318.
Palästina II, 201. 267. 325 f. 441. 505. 563. 564. 634.
Palamedea II, 645. 649.
— chavaria II, 649.
Palarachnea I, 314.
Palawan I, 492.
Palembang I, 511.
Paleornis II, 632.
Palermo I, 374. 375. II, 12. 267. 274.
Pallas, P. S. I, 108.
Pallas (Planetoid) I, 89.
Palliocirrus II, 254.
Palliocumulus II, 253. 254.
Palliser Bay I, 271.
Pallium II, 253.
Palmen in der Kohle I, 309. 310, im Tertiär I, 328. 329. 333; P. der Gegenwart II, 524. 532 f. 545. 554. 558 f. 564 f. 568. 569. 572. 574. 575. 576. 577. 578. 579. 580. 581. 584. 585. 586. 589. 590.
Palmer, J. L. I, 498, Nota 1.
Palmietschilf II, 568.
Palmlianen II, 559. 565.
Palmyrapalme II, 559.
Paltenthal II, 328.
Pamir-Plateau I, 537.
Pampas II, 282. 497. 498 f. 503. 516. 584—586. 598. 610. 644. 648.
Pampashase II, 647.
Pampaskatze II, 647.
Panama, Golf von II, 27.
— Isthmus von I, 391. II, 106. 609.
Pancratius (12. Mai) II, 228.
Pandaneen II, 540.
Pandanen in der Kreide I, 325.
Pandschab II, 195.
Panicum II, 518.
Pankha II, 196.
Pannesheide (bei Herzogenrath) I, 250.
Pansner II, 132.
Panther (Parder) II, 622. 628. 630. 634.
Panzereidechse II, 645.
Panzerwelse II, 609. 646.
Papagei II, 628. 632. 637. 640. 645. 651.
Papandayang I, 226. 229.
Pappel II, 536. 551. 556. 570. 571. 593.
Papyrus-Schilf II, 563.
Para (Stadt) I, 159.
Pará (Theil des Amazonaslaufes) II, 369, Nota 1.
Paradiesvogel II, 651.
Paradoxurus II, 629. 630.
Paraguana I, 397.
Paraguay II, 387. 436.
Parallaxe der Fixsterne I, 16 ff.
Paraná II, 387. 404. 405. 406. 412. 436. 585.
Paranapytinga II, 369, Nota 1.
Paranüsse II, 580.
Pardelkatze II, 620.
Parder s. Panther.
Paria I, 397.
— Golf von II, 417.
Pariña-Spitze II, 78.
Pariou I, 242.
Paris I, 146. 151. 183. 196. 198. 327. II, 131. 175. 231. 258. 460. 467. 468 f. 500.
Parish I, 109.
Park, Mungo II, 197.
Parker, J. P. I, 408.
Parmenides I, 139.

Parrot, Friedrich II, 133. 161.
Parry, Sir Edward I, 468. 510.
Parry-Archipel I, 362. 463. 468 f. 471. 491. II, 188. 274.
Pascal, Blaise II, 110. 111.
Passage-Instrument I, 168.
Passate sind betheiligt an der Gestaltung der Continente I, 400, erhöhen den Salzgehalt der von ihnen beherrschten Meerestheile II, 6. 8. 11, veranlassen die Aequatorialströmungen der Oceane II, 84 ff., stören den normalen Verlauf von Land- und Seewind II, 211. Entstehung der P. II, 215. Vortheile für die Schifffahrt II, 215 f. Die Lage der Passatzonen II, 218—221. Heiterkeit des Himmels im Passatgürtel II, 256, daher Regenlosigkeit und grosse Trockenheit der Passatzonen II, 261 f. 262. 491 f. Ausnahme hiervon II, 261. 262. 264. Ihre Entwicklung bei entgegengesetzter Richtung der Erdrotation II, 510 f.
Passatstaub II, 217.
Passatwölkchen II, 217.
Passau II, 371.
Passeierthal II, 360.
Passiflora II, 542.
Passy (Paris) I, 196.
Pasterze II, 344. 345. 353.
Pasto, Vulcan von I, 236. 272.
Pasumot I, 567.
Patagonien (Geologisches:) I, 357. 359. 391. 442. 463. 464. 467. 471. (Meteorologisches:) II, 78. 282. 283. 354. 355. 367. 412. (Biologisches:) II, 534. 584. 586. 587 f. 647. 648 f.
Patagonier II, 516.
Patella I, 271.
Pathologie der Ströme II, 398—402.
Paudree I, 161.
Paullinia II, 542.
Pavian II, 633.
Payer: seculäre Hebung der Ostküste Grönland's I, 363.
— Mächtigkeit des Golfstromes im hohen Norden II, 64.
— Nordlicht und Erdmagnetismus II, 479.
Peacock I, 378.
Pecopteris I, 309.
Pecten I, 322.
Pedetes caffer II, 635.
Pedro Sarmiento II, 456.
Pegasus, β (Fixstern) I, 58.
Pegu, Küste von I, 369.
Pekari s. Dicotyles torquatus.
Peking II, 192. 270.
— Ebene von I, 368.
Pelican II, 609. 621. 632. 638. 651.
Péligot I, 227.
Peloponnes I, 469 f.
Pelusische Nilmündung II, 416.
Pemphix I, 320.
Penas, Golf von II, 354. 367.
Penco I, 358.
Pendel: Verkürzung des Secundenp. nach dem Aequator hin I, 150. 154. Das P. ein Instrument, die Abplattung der Erde zu bestimmen I, 153 ff., sowie die Dichtigkeit der Erde zu ermitteln I, 178 f.
Pendelschwingungen: bei den P. verwandelt sich Bewegung in Fallkraft und umgekehrt I, 39.
Penelopidae II, 645.
Penninische Alpen II, 358.
Pennsylvanien I, 309. 348. II, 443. 571.
Pentamerus I, 306.
Pentland I, 240.
Pentland-Strasse II, 31, Nota 2.
Penumbra I, 63. 73 f.
Pereskien II, 540 f.
Périer II, 111.
Periode, elfjährige, in den Nordlichtern, Sonnenflecken, erdmagnetischen Variationen und Cirruswölkchen II, 481—485.
Periode, jährliche, der barometrisch gemessenen Höhen II, 121, des Barometerstandes II, 126—128, der Sonnenstrahlung II, 139—142, der Wärmeabnahme nach oben II, 166. 170, der Windstärke II, 208, gewisser Winde II, 212—215, des Wasserdampfgehalts der Luft II, 247 f., der Dampfsättigung II, 248, der Bewölkung II, 255, der Wasserfülle in den Flüssen II, 399.
Periode, tägliche, der barometrisch gemessenen Höhen II, 119. 120. 121, des Barometerstandes II, 123—126, der

Luftwärme II, 142 f., der Windstärke II, 208, der Land- und Seewinde II, 210—212, des Wasserdampfgehalts der Luft II, 246 f., der Dampfsättigung II, 248, der Bewölkung II, 254 f.
Periodicität gewisser Sternschnuppenfälle I, 114 ff.
Perlhühner II, 637.
Perm (Gouv.) I, 316. 317. 320.
– (Stadt) II, 388.
Permische Formation (Dyas) I, 293. 294. 297. 316 f. 340 f. II, 334.
Perodicticus II, 638.
Peronospora infestans II, 598.
Perpignan II, 136.
Perrey, Alexis I, 266.
Perrottet II, 528.
Persberg I, 257.
Persea I, 516. 587.
— Lingue II, 587.
Perseus (Sternbild) I, 115. 289.
Persien I, 260. 330. II, 187. 195. 272. 555.
Persischer Golf I, 420. II, 407. 412.
Person II, 258.
Perte du Rhône II, 308.
Perth (Australien) II, 268.
Perth (Schottland) I, 174. 176.
Peru (Geologisches:) I, 152. 153. 161. 163. 232. 258. 259. 264. 266, Nota 1. 358. 448. (Meteorologisches:) II, 78. 334. 426. 437. 460. (Biologisches:) II, 640. 641. 642. 644. 647. 657 f.
Peruanische Strömung I, 497. II, 37. 78. 101. 264 f. 493 f.
Peru-bolivianisches Wüstengebiet II, 264 f. 493 f. 510 f.
Pe-schan I, 233 f.
Pesquiers, Lagune von I, 446.
Pest II, 445.
Petaurus sciureus II, 650.
Petermann, A.: Tiefenkarte der Südsee I, 416. 417.
— über die Ausdrücke Golfstrom und Floridastrom II, 59 f.
— über den Golfstrom II, 63 ff.
— über die sibirische Polynja II, 67.
Petermann, H. II, 196 (Nota 3).
Peters I, 117.
Petroleum häufig im Tertiär I, 328.
Petromyzon Wagneri II, 322.
Petropaulowsk (am Ischim) II, 322.
Petschora II, 410.
Peumus II, 587.
Pezophaps I, 526.
Pfäffers II, 305.
Pfaff, Fr.: Bedeutung genauer Zeitbestimmungen bei Erdbeben I, 249.
— Entstehung von Erdbeben durch das Empordringen gluthflüssiger Massen in obere Hohlräume I, 262.
— Contraction der Gesteine in Folge Abkühlung I, 289, Nota 1.
— über Gletscherbewegung II, 345 (Nota 1). 347.
Pfahl (Bayrischer Wald) II, 384.
Pfalz (Rheinpfalz) I, 312.
Pfannensteinsalze II, 332.
Pfannenstiel II, 357.
Pfefferfresser II, 645.
Pfeifhase II, 622. 627.
Pfeilgras II, 580.
Pferd, verwildertes II, 610. 644. 648.
— wildes II, 619. 621. 622. 629.
Pfister II, 154.
Pflanzen: Pflanzenleben im Gebiete des Eisbodens I, 186 f. Die Pflanzenwelt der Inseln I, 507—531. II, 588—591. Abhängigkeit der P. vom Wasser II, 489 ff., vom Standort II, 518—520, vom Klima II, 520—527. Physiognomik der P. II, 529—543. Die Pflanzenzonen der Erde II, 544—591. Wanderungen der P. II, 592—605.
Pflanzendecke wirkt kühlend II, 161.
Pflaume II, 595.
Pflugstein II, 358.
Pfyffer, Ludwig I, 571.
Phacochoerus aethiopicus II, 636.
— Aeliani II, 636.
Phaethon II, 632.
Phalangista II, 650.
Phascolarctos II, 650.
Phasma gigas II, 646.
Phatnitischer Nilarm II, 417.
Phellodendron II, 551.
Philadelphia II, 209.
Philippi, R. A.: I, 357. II, 354. 510.
Philippia II, 589.

Philippinen I, 231. 238. 259. 369. 492. II, 270. 631.
Philipps I, 87.
Phillips II, 258.
Phillipsia I, 314.
Phlegräische Felder I, 208 f. 225. 227. 230. 238.
Phoca barbata II, 624.
— caspia II, 619.
— cristata II, 615.
— groenlandica II, 615. 624.
— hispida II, 615.
— vitulina II, 608. 615.
Phoenix II, 558.
— dactylifera (Dattelpalme) II, 201. 545. 554. 556. 562. 589.
Phönix-Gruppe I, 365.
Phoenix reclinata II, 568.
— silvestris II, 559.
Phormium tenax I, 527. II, 539. 590.
Phosphorexhalationen I, 228.
Phragmoceras I, 306.
Phylica arborea I, 515.
Phyllocladus II, 590.
Phyllostoma II, 641.
Physeter II, 608. 615. 650.
— macrocephalus II, 608. 615.
Physiognomik der Gewächse II, 529—543.
Phytelephas II, 578.
Phyton tigris II, 632.
Piave II, 422.
Picard I, 146. 148 f.
Picardie II, 201.
Pic de Teyde II, 216.
Pic du Midi de Bagnères I, 514. II, 599.
— — — de Bigorre II, 117.
Picea obovata II, 69, Nota 1.
Pichincha I, 207. 240.
Pichtatanne II, 550.
Pictenmauer I, 384.
Pic von Orizaba I, 236. 239. II, 354.
— — Pico (Azoren) I, 238.
— — Teneriffa I, 202. 238. II, 600.
Pierce I, 365.
Pierre à Bot II, 357.
— Botte I, 260.
Pilla I, 221.
Pillau I, 381. 458. II, 32.
Pilsen I, 315.
Pindo-Palme II, 585.
Pingel I, 354. 362.
Pinie II, 533. 553.
— vulcanische I, 203. 219.
Pinos-Insel s. Isla de Pinos.
Pinsk, Moore von II, 617.
Pinus II, 533. 534. 546. 550. 553. 554. 557. 561. 570. 571. 572. 574. 576. 577. 601. 603.
— abies II, 550.
— alba II, 570.
— australis II, 572.
— austriaca II, 550.
— balsamea II, 570.
— bungeana II, 557.
— cedrus (Ceder) II, 554. 601.
— cembra II, 550.
— cubensis II, 577.
— daurica II, 550.
— Douglasii II, 571.
— excelsa Wallich II, 561. 601.
— halepensis II, 554.
— Lambertiana II, 574.
— Laricio II, 550.
— larix II, 550.
— longifolia II, 561.
— Menziesii II, 550. 570. 571.
— Merkusii II, 561.
— Mertensiana II, 571.
— microcarpa II, 570.
— monspeliensis II, 603.
— montana II, 550.
— Montezumae II, 576.
— nigra II, 572.
— nobilis II, 574.
— obovata II, 550.
— occidentalis II, 534. 546.
— Peuce II, 601.
— picea II, 550. 554.
— pichta II, 550.
— pinaster II, 550.
— pinea (Pinie) II, 533. 553. 554.
— ponderosa II, 571.
— pumilio II, 603.
— pyrenaica II, 603.
— religiosa II, 576.
— sibirica II, 550.
— silvestris II, 550. 554.
Pipra II, 645.
Pircunia dioeca II, 585.
Pirna II, 440. 447.

Pirol, goldfarbiger II, 618.
Pisang II, 539. 554. 559. 576. 578. 579. 580. 581. 582. 589.
Pisangfresser II, 637.
Pisco I, 258.
Pistacia Lentiscus II, 523.
Pitcairn I, 498.
Pithecia II, 641.
Pitzbuhl I, 197.
Plains II, 281.
Plana I, 171.
Planera Kiaki II, 557.
Planeten I, 79 ff. 273 ff.
Planetoiden I, 88 f. 273. 276.
Plantago major II, 597.
Platalea Ajaja II, 645.
Platane (Platanus orientalis) II, 536. 553 f.
Platanus racemosa II, 574.
Plateau's Experiment I, 277 f.
Platteſluss II, 496.
Plattschnabel II, 645.
Platymantis Vitianus I, 510.
Platysomus I, 317.
Plauen (bei Dresden) I, 312. 315.
Playfair I, 353, Nota 1.
Plesiosaurus I, 322. 323. 327.
Pleurotomaria I, 322.
Plinius I, 107. 144, Nota 1. 379. II, 223.
Pliocän I, 294. 329. 332.
Ploceus II, 637.
Ploso II, 560.
Plotoses II, 632.
Plotus II, 632.
Plutarch I, 107.
Plymouth I, 378.
Po II, 314. 393. 397. 402. 406. 433. 435.
Podda II, 410.
Podelta I, 375 ff. II, 396. 408. 426. 427.
Podiceps Rolandi II, 649.
Podocarpus II, 561. 568. 578. 588. 590.
— cupressina II, 561.
— dacrydioides II, 590.
Podocnemis II, 645.
Podolien I, 559. II, 516.
Poebene I, 334. 406. 534.
Pöppig, Eduard I, 357.
Poey II, 253.
Pogonias II, 637.
Pogson I, 126.
Pogson's Comet I, 126 f.
Pola I, 375.
Polares Klima II, 141 f. 170 f. 209. 255. 273 f. 286.
Polare Luftströme II, 222 ff. 227 ff. 256.
Polarfuchs II, 615.
Polarländer (nördliche), Uebereinstimmung ihrer Flora II, 594. 595, ihrer Fauna II, 514—516.
Polarlicht II, 476—485.
Polarmeere s. Eismeere.
Polarnächte, ihre Länge II, 141.
Polarstern I, 286. II, 144.
Polarweide II, 549.
Polen I, 308. 315. II, 365.
Pollux (Fixstern) I, 58.
Polygonum aviculare I, 527.
Polynesische Inseln II, 594.
Polynja, sibirische II, 67.
Polyommatus baeticus II, 654.
Polyporus II, 530.
Polytrichum II, 549.
Polzen (Fluss in Nordböhmen) II, 447.
Pomeranze II, 554.
Pomeroon II, 418 f.
Pommern I, 381.
Pompeji I, 223. 229.
Pondichery II, 123.
Ponteljes-Granit II, 358. 359.
Ponteljestobel ob Trons II, 358.
Pontus s. Schwarzes Meer.
Popocatepetl I, 225. 233. 239. II, 283.
Populus II, 69, Nota 1. 551. 556.
— euphratica II, 556.
— pruinosa II, 556.
— tremula II, 69, Nota 1.
Porites elongata II, 326, Nota 1.
Pororoca II, 28 f. 409.
Porphyr: Contraction des P. in Folge Abkühlung I, 289, Nota 1. Eruptive Natur des P. I, 291 f.
Port Arthur II, 183, Nota 1.
— Elizabeth I, 371.
Portendik I, 434.
Port Foulke I, 363. II, 240.
Port Juvenal II, 596.
Portland (Halbinsel, England) I, 447.
Portland (Maine) II, 191.
Port Natal I, 371.
— Nicholson I, 271.
Porto Brondolo II, 406.

Port of Spain I, 156.
Portree II, 277. 278.
Port Said II, 417, Nota 1.
Portugal I, 315.
Port Valais II, 413, Nota 1.
Posen II, 276.
Pothos-Gewächse II, 543. 561.
Potiefebene I, 334. 406. 534.
Potomac II, 443.
Pottfisch II, 637. 648.
Pouillet: Grösse der Sonnenwärme I, 46.
— Temperatur des Weltraumes I, 131. 282. II, 159.
— das mechanische Zerreissen von feinen Flüssigkeitstheilchen ein Elektricitätsquell I, 132.
Powderhorn I, 361.
Pozzuoli I, 226. 355.
Präcession (der Tag- und Nachtgleichen) I, 285 f. II, 144.
Präcisions-Nivellement I, 566.
Präriehund II, 626.
Prärien (Nordamerika's) II, 281. 496 f. 572—574.
Präriewolf II, 626.
Prättigau II, 359.
Prag II, 446.
Prentice I, 496.
Pressburg II, 422. 445.
Prestel II, 258.
Preussen (Kgrch.) I, 192. 193.
Preussen (Prov.) I, 162. 165. 381. 442 f. 454. 457. II, 201. 613. 618.
Prevost II, 148.
Preyer II, 296.
Primulaceen II, 605.
Prinz-Alfred-Gletscher II, 366.
Prionites II, 645.
Prionium II, 568.
Procellaria II, 616.
Procida I, 441.
Proctor, Richard A.: Zahl der mit blossem Auge sichtbaren Sterne I, 19, Nota 2.
— über die Milchstrasse I, 21 (Nota 1). 24 ff.
— Unterschiede im Rauminhalt der Fixsterne I, 25—27.
— Eigenbewegungen d. Fixsterne I, 27 ff.
— unauflösliche Nebelflecke scheuen meist die Ufer der Milchstrasse I, 33.
Proctor, Richard A.: über den November-Sternschnuppenring I, 47 (Nota 2).
Procyon II, 626. 642.
— cancrivorus II, 642.
— lotor II, 626.
Productus I, 314. 317.
Profile sind häufig plastische Caricaturen I, 431. 567 ff. II, 434 f.
Prosopis II, 537. 573. 583. 585.
— siliquastrum II, 583.
Proteaceen in der Kreide I, 325, im Tertiär I, 329 f., in der Gegenwart II, 567. 569.
Proteles Lalandii II, 634.
Proterosaurus I, 317.
Protolycosa I, 314.
Protuberanzen I, 65. 70. 72. 74 ff. 133. II, 483.
Provence I, 452. II, 202.
Prunkadder s. Elaps.
Prunus II, 551. 552.
Psammomys II, 621.
Psammoryctes II, 647 f.
Psaronius I, 317. 341.
Pseudomys II, 650.
Psidium pomiferum I, 528.
Psittacus s. Papagei.
Psophia II, 645.
Psychiden II, 654.
Psychrometer II, 245 f.
Pteraspis I, 306.
Pterichthys I, 308.
Pteris esculenta II, 590.
Pterodactylus I, 323. 327.
Pteromys (Flughörnchen) II, 624. 626. 630. 634. 643.
— leucogenys II, 624.
— momoga II, 624.
— volucella II, 626.
Pteropus II, 623. 629. 633. 650.
Pterura Sambachii II, 641.
Ptolemäisches System I, 78.
Ptolemäus, Claudius: Kugelgestalt der Erde I, 140.
— Länge eines Meridiangrades I, 145.
— Mondfinsterniss benützt zur Ermittelung des Längenunterschiedes zweier Orte I, 169.
Ptolemäus Euergetes I, 143.
Puffinus II, 616.

Puget-Sund I, 467. II, 76.
Puias II, 295.
Puissant I, 163.
Pulque II, 575.
Pulvermaar I, 217.
Pulversignale (Verwendung bei Gradmessungen) I, 169. 171.
Puma s. Cuguar.
Puna-Region (Anden) II, 582. 583. 584. 640.
Punica granatum II, 553.
Punkah s. Pankha.
Punnae I, 161. 162.
Punta Arenas II, 183.
— de Caribana II, 419.
— della Licosa I, 441.
— del Palo I, 219.
Puppis des Schiffes, Nr. 2151 I, 28.
Puracé (Vulcan) I, 184. 236. 260.
Purbeck II, 651.
Purpurreiher II, 621.
Pussten (Ungarn's) II, 276. 552.
Putorius Cicognanii II, 615.
Puy de Dôme II, 111.
Puynipet I, 365.
Pyramiden Aegypten's I, 454.
Pyrenäen I, 304. 328. 424. 533. 535. 547. II, 278. 283. 284. 328. 353. 360. 601. 603. 611. 618. 620.
Pyrgita domestica II, 656 f.
Pyrmont II, 306.
Pyrus II, 551.
Pythagoras I, 139.

Quaderformation I, 325.
Quaderkohle I, 341.
Quagga II, 635.
Quarrington Hill (bei Durham) I, 297.
Quartär I, 334—337. 342. 343.
Quatrefages, A. de I, 381.
Queensland II, 528. 570.
Quellen: Versiegen der Qu. als Vorzeichen eines vulcanischen Ausbruches I, 218. Verstopfung, Temperaturerhöhung der Qu. bei Erdbeben I, 272. Absteigende Qu. (Schicht-, Ueberfalls-, Spaltquelle) II, 290 f. Aufsteigende Qu. (artesische Brunnen) II, 291 f. Quellenarmuth mancher Gegenden II, 292 f. Abhängigkeit der Qu. von Fluth und Ebbe II, 293 f. Temperatur der Qu. II, 294 ff. Periodische Springquellen (Geysirs) II, 295—303. Kalte Qu. I, 303 f. Chemische Beschaffenheit der Quellwasser II, 304—307. Chemische Erosion derselben II, 307—309.
Quercus II, 536. 551. 553. 557. 571.
— coccifera II, 553.
— Garryana II, 571.
— ilex II, 553.
— occidentalis II, 553.
— pedunculata II, 536.
— pseudosuber II, 553.
— robur II, 536.
— suber II, 553.
— virens II, 571.
Querschnitte (bei Terraindarstellungen) I, 567.
Querströme II, 428 ff., bes. 431.
Quetelet I, 183. II, 207. 468.
Quiberon I, 447.
Quietisten (geolog.) I, 557.
Quillaja II, 586.
Quindiu, Schneeberge von II, 524, Nota 2.
Quito II, 123. 142.

Rabe II, 627. 637.
Radde, Gustav II, 132. 504 f.
Radjah-Ente II, 651.
Radnitz I, 314.
Radowenz I, 317.
Räubervölker vorzugsweise in der Wüste II, 515 f.
Rallenreiher II, 621.
Ramond I, 514. II, 117 f. 599.
Ramondia pyrenaica II, 601.
Ramsay I, 472 f. 482.
Randmeere II, 11 ff.
Rangiroa I, 525.
Rangitoto I, 211. 240.
Raphia vinifera II, 545.
Rapilli s. Lapilli.
Rapistrum rugosum II, 597.
Rarotonga I, 497.
Ras Morbat I, 371.
Ras Muhammed I, 372.
Rastern II, 28.
Ratelus II, 633.
Ratte, Wanderungen der II, 657 f.; im übrigen s. Mus rattus.
Ratzel, Fr. II, 319, Nota 4.

Raubkäfer II, 618.
Raubmöve II, 616.
Rauchsäule über den Vulcanen I, 221.
Rauhschwanz s. Dasyurus.
Rauschbeere II, 552.
Rautenmaus (Rhombomys) II, 619. 621.
Ravenala II, 589.
Revenna I, 377. II, 406.
Ravensper I, 440.
Ravin I, 195.
Rawacheh II, 623.
Reade, Mellard I, 435, Nota 2.
Réaumur, R. A. F. de II, 152.
Rebhuhn I, 512. II, 596. 618. 623. 627. 656.
Reblaus II, 610.
Reclus, E.: zerstörende und aufbauende Thätigkeit der Fluth I, 435. 439 (Nota 1 und 2).
— über die Bildung von Nehrungen I, 446 f.
— über Dünenbildung I, 453.
— die wandernden Dünen in Europa ein Werk menschlicher Unbedachtsamkeit I, 458 f.
— die Verbreitung der Fjorde ein Zeugniss für eine jetzt im Rückzug begriffene Eiszeit I, 479.
— Erklärung der unterseeischen Wälle am Eingang der Fjorde I, 481.
— Brunnen, deren Niveau mit den Gezeiten schwankt, II, 293 (Nota 1).
— über die Flussmündungen an der Küste von Neu-Granada II, 419.
Redfield, W. C. II, 70.
Red River I, 321. II, 415 f.
Reduction der Temperatur eines Ortes auf das Meeresniveau II, 173.
Redut-Kale II, 278.
Regelation II, 350.
Regen (Fluss) II, 371.
Regen: Regenhöhe II, 257. Regenmesser II, 257 f. Die Regenhöhe eines Ortes verringert sich nach oben II, 258. Abweichungen vom allgemeinen Jahresmittel II, 258 f. Regenkarten II, 259 f. Die Regenzonen der Erde II, 259—282: Äquatoriale Regenzone II, 260 f. Regenlose Passatzonen II, 261 f. Zonen der tropischen Regen II, 262—265. Sahara II, 262. Kalahari II, 263. Peru-bolivianisches Wüstengebiet II, 264 f. Zonen der subtropischen Regen II, 265—269. Asiatisches Monsungebiet II, 269—271. Australisches Monsungebiet II, 271 f. Wüsten der gemässigten Zone II, 272 f. Zone mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten II, 273—282 (Europa II, 274—278, Nordamerika II, 278—281, Australien II, 281 f., Südamerika II, 282). Die Wanderungen des Regenwassers II, 287 ff. Bedeutung des R. für das Pflanzenkleid der Erde II, 489 ff.
Regensburg I, 301. II, 521. 522.
Regenwolke II, 253.
Regnault II, 136.
Reguain I, 369.
Regulus (Fixstern) I, 57.
Reh II, 618. 621.
Reich, F.: Dichtigkeit der Erde ermittelt durch die Drehwage I, 180 f.
— Temperaturbeobachtungen in Bergwerken I, 192.
— Zunahme der Temperatur in den sächsischen Bergwerken I, 193.
— Abnahme der Bodentemperatur nach oben im Erzgebirge II, 167.
Reichardt, H. W. II, 519 (Nota 2).
Reichenbach I, 111.
Reichenhall II, 306. 307.
Reif II, 251.
Reihenvulcane I, 236 ff.
Reiher II, 621. 632. 651.
Rein II, 361.
Reis II, 554. 558. 562. 572. 576. 598. 657.
Reisläufer II, 657.
Reiss, W. I, 236. 240.
Reithrodon II, 648.
Relictenfauna I, 483. 484. II, 314. 316. 318. 319. 320. 321 f.
Relictenseen (Begriff) II, 316.
Relief (bei Terraindarstellungen) I, 571.
Rembo II, 419 f.
Rennell, James II, 57. 84. 97.
Rennmaus II, 621. 631. 635. 643.
Reno II, 397.
Rensselaerhafen II, 142. 197.
Renthier II, 608. 613. 615. 616. 622. 627.

Renthierflechte II, 531.
Reptilien, erste Spuren in der Kohle I, 315; erstes echtes Reptil in der Dyas I, 317.
Rerayathal II, 362.
Resina I, 206.
Retama II, 562. 563.
Retzius II, 655.
Réunion I, 371.
Reusch, H. H. II, 383 (Nota 2).
Reuss II, 441.
Reussgletscher der Eiszeit II, 359.
Reussthal II, 358. 382.
Revillagigedo-Inseln I, 237. 391. 493 f. 498.
Rewel (Reval) II, 176. 521.
Reykjavik II, 131. 194.
Reynaud II, 380.
Rhabarber II, 523.
Rhabdogale mustelina II, 633.
Rhadames II, 160. 195. 492.
Rhagodia esculenta II, 569.
Rhamphorhynchus I, 323.
Rhapis II, 558.
Rhea americana II, 645. 649.
— Darwini II, 649.
Rhein I, 233. II, 370. 383. 393. 394. 412. 437. 439. 440. 441.
Rheindelta II, 426.
Rheineck II, 412.
Rheinfall bei Schaffhausen II, 383.
Rheingau II, 190.
Rheingletscher der Eiszeit II, 359.
Rheinisches Schiefergebirge I, 308. 320.
Rheinpfalz II, 536.
Rheinprovinz I, 253. 254. 257. 260. 313.
Rheinthal, oberes II, 358. 359. 382.
Rheinthal unterhalb Bingen I, 257. 266. II, 447 ff.
Rhexia II, 537.
Rhinaster II, 625.
Rhinoceros I, 333. 336. II, 628. 631. 635.
— incisivus (tertiär) I, 333.
— indicus II, 631.
— tichorhinus (diluvial) I, 336.
Rhinolophus II, 616. 623. 629. 633. 650.
Rhinopoma microphyllum II, 633.
Rhizomys II, 631. 635.
Rhizophora Mangle s. Mangrovebaum.
Rhode-Island I, 316.
Rhododendron II, 519. 534. 549. 572.
— lapponicum II, 549.
— maximum II, 572.
Rhön I, 243. 320.
Rhombomys II, 619. 621.
Rhône II, 370. 371. 381. 393. 394. 402. 413. 424. 433. 441. 514. 617.
Rhônedelta II, 380 f. 408.
Rhônegletscher II, 202.
— der Eiszeit II, 359.
Rhônethal, oberes II, 357. 358.
— unteres I, 266. 327. 334. II, 402.
Rhynchonella I, 306. 307. 322. 326.
Rhyzaena II, 633 f.
Rias I, 441.
Richardia II, 568.
Richer, Jean I, 150. 154.
Richthofen, Ferdinand, Freiherr v.: Kohlenlager in China I, 316. 348.
— Lössbildung in China I, 335.
— seculäre Senkung der südchinesischen Küste I, 368.
— seculäre Hebung am Golf von Martaban I, 369.
Rico y Sinobas II, 224.
Riedgräser II, 538.
Riesengebirge I, 305. 317. II, 277. 278. 361.
Riesenhirsch (Diluvium) I, 336.
Riesenkessel II, 383 f.
Riesenrohr II, 572.
Riesensalamander II, 624.
Riesenschlange s. Boa.
Riesenstockschrecke II, 646.
Riesenstorch II, 645.
Riesentöpfe II, 383 f.
Riess I, 132.
Rigel (Fixstern) I, 57.
Rigi I, 544 f.
Rinck I, 466.
Rind II, 610. 631. 648.
Ringgebirge auf dem Monde I, 101.
Riobamba I, 272.
Rio Colorado (Nordamerika) I, 321. 361.
— de Janeiro I, 159. 359. II, 264. 461.
— Grande del Norte II, 427.
— Grande do Sul I, 359.
— Negro I, 114. II, 610. 646.
— Opon II, 535.
Ritchie II, 195.

Ritter, Karl: über Mahabalipuram I, 370.
— Gebirge die „Gezimmer“ der Erde I, 401, Nota 1.
— Seegebirge I, 430.
— über Ceylon I, 504.
— Eintheilung der Stromläufe II, 403.
— über das Vordringen der Chinesen nach Westen im 2. Jhrdt. n. Chr. II, 453 f.
Rivière Rouge I, 321.
Rixhöft I, 454.
Roberts, Edward I, 271.
Robeson-Canal I, 363.
Robinson's Anemometer II, 203 ff.
Rocha, V. de I, 387, Nota 1.
Roches moutonnées II, 343.
Rocky Mountains (Geologisches:) I, 317. 321. 325. 401. 472. 533. 534. 537. 547. 556 f. (Meteorologisches:) II, 354. 368. 433. 434. (Biologisches:) II, 602. 626. 627.
Rodenberg II, 334.
Roderberg I, 233.
Rodriguez I, 499. 526. II, 26.
Rödkier I, 83.
Rogers I, 384.
Roggen II, 598. 656.
Rohlfs, Gerhard: seculäre Hebungen am Rothen Meer I, 372, Nota 1.
— Wirkungen der Sandstürme in der Wüste I, 449, Nota 1.
— Vorrücken der Dünen in der Wüste I, 449, Nota 2.
— die Sandanhäufungen der Sahara die Folgen einer ehemaligen Meeresbedeckung I, 449, Nota 3.
— Meereshöhe des Tsad-Sees II, 133.
— Temperaturcontraste in Rhadames und Fezzan II, 160.
— Maximaltemperaturen in der Oase Rhadames II, 195.
— continentale Depression in Nordostafrika II, 320.
— Trockenheit in der Sahara II, 492.
— der Floh meidet die Sahara II, 612.
Rohrpalme II, 542. 559.
Roller s. Paradoxurus.
Rollschwanzaffen II, 641.
Rom II, 142. 240. 267.
Roqui I, 377.
Rosa II, 523. 552. 595.
Rosaceen II, 546. 552.
Rose, Gustav I, 110.
Rosenkranzseen II, 323. 400.
Rosenlorbeer II, 553. 603.
Roseres II, 499.
Rosetschgletscher II, 341.
Rosette II, 416.
Rosette-Nilarm II, 417.
Rosmarin II, 523.
Ross, Sir James Clark: fehlerhafte Tiefseemessung bei St. Helena I, 408.
— unrichtiges Gesetz über die Temperaturabnahme in oceanischen Tiefen II, 38 f. 41.
— Verdunstung des Schnees II, 240.
— Auffindung des nördlichen Magnetpols II, 458.
— Lage des südlichen Magnetpols II, 458.
Ross, Sir John: grönländisches Meteoreisen I, 108.
— Fahrt in die Baffins-Bay I, 468.
— Polarfahrt von 1829—1833 II, 457 f.
Rosse, Lord I, 86.
Rosskastanie II, 519. 536. 551. 574.
Rotation der Erde: sie wurde von Aristoteles bezweifelt I, 15. Allmähliche Verzögerung ihrer Geschwindigkeit I, 50. 287. Dauer einer einmaligen R. I, 168. Die R. d. E. erklärt deren Abplattung I, 279 ff., wurde früher als Ursache der äquatorialen Meeresströmungen betrachtet II, 82, bewirkt eine Ablenkung der meridionalen Meeresströmungen II, 102 f., der meridionalen Luftströmungen II, 214. 225. 226. 235 und der meridionalen Flussläufe II, 385—388.
Rotation der Sonne I, 61, Mercur's I, 80, der Venus I, 83 f., des Mars I, 86, Jupiter's I, 90, Saturn's I, 95, des Mondes I, 99.
Rother See II, 333.
Rothes Meer I, 235. 371 f. 420. II, 10. 12. 37. 105. 106. 325. — Gebiet des R. M. II, 195 f.
Rothfuchs, amerikanischer II, 624.
Rothholzbaum II, 574.
Rothliegendes I, 293. 297. 316. 341.

Rothluchs II, 626.
Rothtanne II, 550.
Rotomahana II, 300. 592.
Rotuma I, 510.
Rouen I, 197.
Rousseau-Insel II, 413.
Roussillon II, 202.
Rowley II, 500, Nota 1.
Roy I, 162. 384.
Royan II, 293.
Rubus II, 552.
Rudisten I, 326.
Rue, Warren de la I, 64.
Rüdersdorf (bei Berlin) I, 197. 198.
Rügen I, 294. 326. 327. 381.
Rügenwaldermünde II, 32.
Rühlmann, Richard: die tägliche und jährliche Periode der barometrisch gemessenen Höhen II, 120 ff.
— Vergleich der Temperaturschwankungen zu Genf und auf dem Grossen St. Bernhard II, 171 (Nota 2).
— Anomalie der Temperaturabnahme an den Abhängen der Gebirge II, 172 f.
Rüppell I, 372. II, 634.
Rüsselmanguste II, 630.
Rüsselmaus II, 625.
Rüsselpapagei II, 632.
Rütimeyer, L. II, 382 (Nota 1).
Ruheperiode der Vulcane I, 225 ff.
Ruhrthal I, 257.
Ruke Levu I, 498.
Rumänien I, 423.
Rumelien II, 601.
Rumex obtusifolius I, 527.
Rumford I, 38. 41.
Rundhöcker II, 343.
Runn of Cutch I, 260. 269. 356. 370.
Rurutea I, 497.
Russegger, J. II, 499.
Russland (Geologisches:) I, 162. 165. 306. 308. 313. 315. 316. 317. 319. 324. 327. 334. 381 f. 387. 422. (Meteorologisches:) II, 127. 186. 193. 227. 229. 233. 275 f. 318. 321—324. 333. 365. 386 ff. (Biologisches:) II, 490 f. 550 ff. 616 ff.
Rutherford II, 153.
Ruysbroek II, 495.

Saale, Thüringische II, 431.
Saarbrücken, Kohlenbecken von I, 290. 309. 312. 313. 314. 315. 317. 344.
Saaz II, 446.
Sabal II, 572. 577.
— palmetto II, 572.
Sabine, Sir Edward: Pendelbeobachtungen unter verschiedenen Breiten I, 156 f.
— magnetische Beobachtungen II, 460.
— über die seculäre Variation des Erdmagnetismus II, 470.
— über die tägliche Variation desselben II, 472 f.
— über die Verstärkung des tellurischen Magnetismus während der südlichen Declination der Sonne II, 474.
— über die Einwirkungen des Mondes auf den tellurischen Magnetismus II, 474 (Nota 2).
— Magnetnadel und Nordlicht II, 480 (Nota 2).
— Sammlung von Treibproducten an den Küsten Grönland's II, 504.
Sabratha I, 373.
Saccharinen II, 538.
Saccharum spontaneum II, 562. 563.
Sachalin I, 368. 397. 491 f.
Sachsen (Kgrch.) I, 192. 313. 315. 316. 317. 340. II, 365. 446 f.
Sachsen (Prov.) I, 315. 320.
Sächsische Schweiz s. Elbsandsteingebirge.
Sägeschnabel II, 645.
Sättigungspunkt der Luft II, 244 f.
Säuerlinge II, 306.
Säugethiere: älteste Spuren derselben in der Trias I, 318. 319, im Jura I, 323. Die S. der Gegenwart II, S. 614 ff.
Saftdorn II, 573.
Sagenaria Veltheimiana I, 314.
Saginaw II, 334.
Sagopalme II, 559.
Saguenay II, 413.
Sahama I, 240.
Sahara: frühere Meeresbedeckung I, 375. 449 f. II, 364. 490. Sandverwehungen durch den Passat I, 400. Dünen am Westrande I, 448. 452.

Dünen im Innern I, 448 ff. Entstehung der Sandmassen I, 449 ff. Tägliche Temperaturcontraste II, 160. Julitemperatur II, 180. Vorherrschen des Passats II, 221. 262. 490. Regenlosigkeit II, 262. 491 f. Artesische Brunnen II, 292. 490. Ihre Bewohner sind Räuber II, 515. Flora II, 562 f. S. hindert die Verbreitung der Thiere II, 612.
Saidschütz II, 306.
Saiga-Antilope II, 618. 619.
Saint Agnes I, 162.
— André I, 197.
— -Anns-See II, 495.
— Augustin II, 175 f.
— Chamas II, 380.
Sainte Adresse I, 439.
— Anne des Monts II, 445.
Saint Etienne I, 311. 347.
— -Georgs-Canal II, 26. 29.
— Johns (Neu-Fundland) II, 69. 175 f.
— -Johns-See II, 413.
— Joseph II, 496.
— Louis (Nordamerika) II, 279. 281. 422.
— Louis (Senegambien) II, 420.
— Malo I, 378.
— Malo, Bay von II, 29.
— Ouen I, 377.
— Paul (im Atlant. O.) I, 392. 499. 513.
— Paul (im Ind. O.) I, 202. 499. 525. 530.
— Peter I, 392. 499.
— Pierre, Bernardin de II, 541.
— Vincent (Insel) I, 510, Nota 1. II, 217. 608.
— -Vincent-Golf II, 412.
Sajo II, 396.
Saisan-nor I, 234.
Salado II, 499.
Salamanca II, 277, Nota 1.
Salamis I, 524.
Salangane II, 631 f.
Sala-y-Gomez I, 498.
Salbaum II, 560.
Salève (bei Genf) II, 116.
Salicornia II, 518. 585.
Salina (Ver. St.) II, 334.
Salisburia adiantifolia II, 546.
Salix s. Weide.
— Humboldtiana II, 583. 585. 587. 605.
— polaris II, 536.
— safsaf II, 605.
Salomonen I, 366. 396. 494. 498.
Salon, Hügel von II, 380.
Salsen II, 310.
Salsette II, 611.
Salsola II, 518.
Saluën II, 410.
Salzach II, 384.
Salzachthal II, 360.
Salzbrunn II, 306.
Salzburg I, 327. II, 278.
Salzbusch II, 569.
Salzderhelden II, 334.
Salzgärten II, 330.
Salzgebirge I, 320. II, 334.
Salzgehalt der Oceane II, 3 ff. 91 f.
Salziger See II, 324.
Salzlager I, 302. 316. 320. 328. 330—335.
Salzpflanzen s. Halophyten.
Salzsäureaushauchungen I, 226. Sie fehlen den Andesvulcanen I, 236.
Salzungen II, 306. 307.
Samaná, Halbinsel I, 360.
Samara II, 194.
Sambaquis I, 359.
Sambucus II, 551.
Samoa-Inseln I, 366. 498.
Samojeden-Land I, 367. II, 548 f.
Samson (Grube bei Andreasberg) I, 192.
Samsun I, 374.
San Antioco I, 446 f.
San Blas I, 159.
Sanct Bernhard (Grosser) II, 120. 136. 171. 172 f. 453.
— Bernhardin II, 278.
— Gotthard I, 541 f. II, 127. 171. 358. 359. 453.
— Helena I, 158 f. 499. 515. 518. 526. 530. II, 26. 460. 464. 472. 506. 531. 589.
— -Laurentius-Golf I, 420. II, 407. 411. 427. 445.
— -Laurentius-Strom II, 407. 413. 421. 445. 451.
— Maria (Stilfser Joch) II, 278.
— Miguel (Azoren) II, 266.

Sanct Peter (Riesengebirge) II, 278.
— Petersburg II, 142. 176. 212. 227. 228. 248. 275.
— -Theodulpass II, 170 f.
— Thomas II, 131.
Sand, Geschwindigkeit der Erdbebenwelle innerhalb S. I, 245. S. wird bei Erdbeben relativ stark erschüttert I, 246. Ablagerung des S. im Meere I, 292. Erhitzung des blossen S. in der Wüste II, 157.
Sandbänke I, 448.
Sandberge s. Dünen.
Sandgräber II, 635.
Sandhalm I, 459.
Sandhuhn II, 623.
Sandratte II, 621.
Sandsegge I, 459.
Sandstein I, 290. 292 ff. II, 288.
Sandstürme I, 448 f.
Sandwichinseln I, 202. 203. 206 f. 208. 259. 364. 365. 491. 494. 497. II, 26. 268. 589 f.
San Fernando de Atabapo II, 432.
— Francisco II, 268.
— George, Golf von II, 27. 405.
— Giorgio I, 376.
Sangir I, 238.
Sanguay I, 225. 228. 233.
Sanguili I, 238.
San Juan Capistrano I, 360.
San Lorenzo (Insel bei Callao) I, 358.
San-Lorenzo-Bay (Haïti) I, 360.
San Miguel I, 240.
— Pedro I, 109.
— Raphael, Laguna de I, 472.
— Salvador I, 228.
Sansibar I, 371.
Santa (Peru) I, 258.
Santa-Croce-See II, 328, Nota 1.
Santa-Cruz, Golf von II, 27.
Santa-Cruz-Inseln I, 240. 492.
Santa Lucia I, 510, Nota 1.
— Maria (chilenische Insel) I, 270, Nota 2. 271. 358.
— Maria (Neu-Granada) I, 359.
San Thomé I, 156.
Santiago (Chile) I, 269. 451. II, 269. 586.
Santorin I, 202. 221.
Saône II, 370. 371. 394.
Sapi-utan s. Anoa depressicornis.
Saramaca II, 419.
Saratow II, 462.
Sarcobatus II, 573.
— vermicularis II, 573.
Sarcorhamphus papa II, 645.
Sardinien (Insel) I, 315. 375. 446 f. II, 621.
Sarepta II, 276.
Sargasso-Meer II, 63.
Sarothamnus scoparius I, 527.
Sars, G. O. I, 484.
Sary-Kupa II, 322.
Saskatschawan II, 495. 571.
Sassafras II, 523. 535. 571.
— officinale II, 571.
Saturn I, 94. 283.
Saturnringe I, 95. 276.
Satyr, gehörnter II, 632.
Sauerstoff der Atmosphäre vermindert sich I, 52 f., ist in den Tiefen der Oceane reichlicher vorhanden als in denen abgeschlossener Meerestheile II, 103. Gegenwärtiger S.-Gehalt der Luft II, 108.
Sauerwasser II, 306.
Saurauja II, 560.
Saussure, H. B. de I, 540. 548. II, 38. 168. 344. 348. 413, Nota 1.
Saussure's Haarhygrometer II, 243.
Savage-Insel I, 497.
Savane II, 497 f.
Savannah II, 280.
Savoyen I, 266.
Saxaul II, 556.
Saxavord I, 162.
Sbrucz II, 516.
Scalops II, 625.
Scaphites I, 326.
Schaben, ihr erstes Auftreten in der Kohle I, 314.
Schack, v. II, 514.
Schäfchen (Wolken) II, 253.
Schaf s. Ovis.
Schafarik II, 516.
Schaffhausen II, 359. 383. 412. 439. 440.
Schafschwingel II, 518.
Schakal II, 620. 630. 634. 642.
Schalaurow I, 368.
Schari II, 399.
Schatt el-Arab II, 371. 406 f. 410.

Schelch (im Diluvium) I, 336.
Schemacha I, 175. 260, Nota 1.
Schergin, Fedor I, 187. 188, Nota 3.
Scherzer, Karl v. I, 365.
Scheuchzer, J. J. I, 540. II, 111 f. 348.
Scheuten I, 83.
Schiaparelli: Bahnelemente der Perseiden I, 115 f.
— Bahnelemente der Leoniden I, 116.
— Uebereinstimmung der Meteoritenbahnen mit Bahnen der Cometen I, 117 f.
Schichtenbau der abgekühlten Erdrinde I, 288 ff.
Schichtenlagerung, antiklinale und synklinale I, 299 f.
Schichtquelle II, 290.
Schichtwolke II, 252.
Schickschockgebirge II, 445.
Schiefer I, 290.
Schierlingstanne II, 571.
Schiffshalter II, 609.
Schildkröten, ihr erstes Auftreten im Jura I, 323. Sch. im Eogen I, 330, in der Gegenwart II, 622. 624. 628. 638. 645. 651.
Schildwurf II, 648.
Schilka II, 371.
Schimpanse II, 633.
Schire II, 500, Nota 1.
Schirmfichte II, 557.
Schirmpalme II, 559.
Schiwelutsch I, 215. 225. 240. II, 283.
Schizodon II, 647 f.
Schlacken, vulcanische I, 210. 222.
Schlackenkegel I, 210. 224.
Schläfer (Myoxus) II, 617. 619. 620. 634. 647.
Schlagende Wetter I, 344 f.
Schlagintweit, A. v. II, 167. 169.
— E. v. I, 569.
— R. v. II, 382.
Schlagintweit-Sakünlünski, Herm. v.: Regel für Abschätzung von Entfernungen I, 142.
— Neigung der Abhänge des Himalaya I, 534 und der Alpen I, 568. 569 (Nota 1).
— Abnahme der Lufttemperatur nach oben in Innerasien II, 169.
Schlagintweit-Sakünlünski, Herm. v.: Temperaturmaxima im Indusgebiete II, 195 (Nota 5) und am Rothen Meere II, 195.
— Höhe der Schneegrenze in Mittelasien II, 285 (Nota 1).
— über die stärksten Mineralquellen II, 307 (Nota 1).
— Beobachtung der Gletscherbewegung auf der Pasterze II, 344.
— über die Wasserführung des Brahmaputra II, 401 (Nota 2).
Schlammgeysir II, 302.
Schlammströme (Vulc.) I, 223.
Schlammvulcane II, 310 f.
Schlangenhalsvogel II, 632.
Schlankaffe s. Semnopithecus.
Schlatenkees II, 353.
Schlegel I, 504. 510.
Schleiden I, 103.
Schleier-Eule II, 607.
Schlesien (österr.) I, 315.
Schlesien (preuss.) I, 308. 313. 314. 315. 320. 324. 327. 340. II, 365.
Schleswig I, 380.
Schlinger, getigerter II, 632.
Schlingpflanzen vgl. Lianen.
Schlüter I, 17.
Schmarda, Ludwig K.: Thiere, welche ein grosses Verbreitungsgebiet besitzen, II, 607. 608 (Nota 1).
— über Fischregen II, 609 (Nota 1).
— die geographische Verbreitung der Thiere II, 614 (Nota 1) ff.
— verwandtschaftliche Züge in der Insectenfauna Europa's und der Nilagiris II, 654 (Nota 1).
— die Annahme mehrerer Schöpfungsmittelpunkte II, 655.
— geheimnissvolles Aussterben mancher Thiere II, 655.
Schmelzpunkt abhängig vom Druck I, 284.
Schmid, E. E.: die specifische Wärme einiger Mineralien II, 158, Nota 1.
— thermische Windrose von Carlsruhe II, 231.
— das thermische Verhalten der verschiedenen Winde im Winter und Sommer II, 231 f.

Schmidt, Ed. I, 178.
Schmidt, J. F. Julius: Marskarten I, 87.
— Veränderungen auf der Mondoberfläche I, 101.
— keine Flammenerscheinungen bei vulcanischen Ausbrüchen I, 221.
— Bedeutung genauer Zeitbestimmungen bei Erdbeben I, 249.
— über das Ende der astronomischen Dämmerung II, 109, Nota 1.
Schmutzbänder auf dem Gletscher II, 340.
Schnabelthier I, 519. II, 650.
Schnabelwalfisch (Balaena boops) II, 608. 648.
Schnarrthier II, 633 f.
Schneefälle bei sehr niedrigen Temperaturen II, 273.
Schneeregion II, 282—286.
Schneider, Oscar II, 326, Nota 1.
Schnepfe II, 632.
Schnurrvogel II, 637.
Schönebeck I, 320.
Schöningen II, 334.
Schöpfung der Welt I, 55.
Schöpfungsheerde, Einheit der I, 508. II, 597—602. 653—658.
Schomburgk, Richard II, 418 f.
Schonen I, 381.
Schoorl I, 452.
Schopfloch II, 278.
Schottland (Geologisches:) I, 174 f. 293 f. 305. 308. 315. 347. 384. 437. 439. 463. 465. 467. 471. 472. 473. 479. 514. 518. (Meteorologisches:) II, 186. 227. 277. 278. 317 f. 361. 452. (Biologisches:) II, 523. 613. 656.
Schouw, J. Fr.: über die Vegetation von Island I, 518.
— erster Versuch, die Erde in Vegetationszonen einzutheilen, II, 544. 548.
— die Verwandtschaft der Flora diesseits und jenseits des Atlantischen Oceans II, 546.
Schraffirung, Methode der (bei Terrainzeichnungen) I, 561 ff.
Schranken für die Verbreitung der Pflanzen und Thiere s. Hindernisse etc.
Schröter I, 81. 96.
Schrotmäuse II, 643.
Schubert, v. I, 165 f.
Schübeler II, 68. 522 f.
Schübler II, 237. 241. 242.
Schukburgh II, 130.
Schulten II, 107.
Schultz, Friedrich I, 561.
— Woldemar II, 498.
Schumacher I, 162.
Schumann, Julius I, 454 (Nota 1). 457 (Nota 3). II, 293 (Nota 3).
Schuppenthier II, 624. 631. 635.
Schwabe I, 61. 62.
Schwaben I, 320. 321. II, 445.
Schwämme II, 530.
Schwalbenwurz, gemeine II, 519.
Schwan (Sternbild) I, 23.
Schwan, schwarzer II, 651.
Schwankungen des Wasserstandes in den Flüssen II, 398—402.
Schwarzes Meer I, 389. 533. II, 11. 51. 104 f. 106. 133. 314. 321 f. 365.
Schwarzwald I, 293. 298. 320. 533. 559. II, 278. 361. 447 f.
Schweden s. bei Skandinavien.
Schwefeldampfaushauchungen I, 212. 226. 228.
Schwefelincrustate an der Ausflussöffnung der Solfataren I, 226.
Schwefelwasser II, 306.
Schweif der Cometen I, 121 f.
Schweifaffen II, 641.
Schwein (Hausschwein) I, 527. II, 610. Im übrigen s. Sus.
Schweinfurth, G. I, 450. II, 197.
Schweiz (Geologisches:) I, 194. 260. 264. 265. 320. 327. 332. 334. 423. 473. (Meteorologisches:) II, 170 ff. 240. 275. 329. 334. 356 ff. 380. 445. (Biologisches:) II, 599. 657.
Schwengelbewegung bei Küstenerhebung I, 271, bei der Aufrichtung von Bergen I, 545.
Schwere, Methode, die Sch. eines Planeten zu berechnen I, 79, Nota 1. 89, Nota 1. Sch. der Sonne I, 78', Mercur's I, 79, der Venus I, 83, des Mars I, 86, Jupiter's I, 89, Saturn's I, 95, des Uranus I, 96, Neptun's I, 98, des Mondes I, 98, sämmtlicher Planeten, wenn die Dichtigkeit der Erde = 1

gesetzt wird, I, 277. Abnahme der irdischen Sch. mit der Entfernung vom Anziehungsmittelpunkte I, 150. 154. 176. 178, mit der geographischen Breite I, 157. Ermittelung der Sch. des Erdkörpers aus der Ablenkung des Lothes durch Bergmassen I, 176 ff., durch Pendelschwingungen auf hohen Bergen und in tiefen Schächten I, 178 f., mittelst der Drehwage I, 179 ff. Sch. der oberen Erdschichten I, 181, des Erdkernes I, 181. 282. Zunehmende Sch. der Massen im Erdinnern ein Beweis für die ehemalige Flüssigkeit des Erdkörpers I, 282. Sch. der gesammten oceanischen Wasser und der Festlandsmassive I, 427.
Schwertfisch (Delphinus orca) II, 608. 615.
Schwimmbeutler II, 642.
Schwimmmaus II, 650.
Schwyzer Mythen I, 547.
Sciadopitys II, 557.
Scilly-Inseln I, 439.
Scirtetes II, 619. 635.
Sciurus s. Eichhörnchen.
— bangkanus I, 511.
— capistratus II, 626.
— carolinensis II, 626.
— getulus II, 620.
— hudsonius II, 626.
— vulgaris II, 617. 620.
Sclater I, 505.
Scoresby I, 436. 464. 465. II, 161. 594.
Scrope, Poulett I, 203.
Scrub II, 568. 570.
Scylla II, 31.
Scyphia I, 326.
Seathwaite II, 278.
Sebchasümpfe II, 320.
Secchi: das plötzliche Aufflammen von Sternen I, 54 f.
— Bewegung der Protuberanzen I, 72.
— Atmosphäre der Venus I, 84.
— Marskarten I, 86.
— über das Mondspectrum II, 102 (Nota 1).
— Höhe des Aufleuchtens von Sternschnuppen I, 111.
— Identification von Sternschnuppenschwärmen und Cometen I, 118.
Secchi: Spectrum des Cometen I von 1866 I, 128.
Seculäre Hebung und Senkung des Bodens I, 293. 352—384. 385 ff. II, 425 ff.
— Variation des Erdmagnetismus II, 466—471.
— Veränderung des Klimas II, 200—202.
Sedimentärgesteine: Entstehung I, 290 f.; ihr gleichförmiger petrographischer Habitus I, 293. Bezeichnung auf geologischen Karten I, 298.
Seebach, K. v.: Eintheilung der Vulcane in geschichtete und homogene I, 201. 243.
— neue Methode zur Berechnung der Elemente einer Erderschütterung I, 248 ff.
— Intensität der Erdbebenerschütterung I, 253 f.
— Bildung eines unterirdischen Spalts bei dem mitteldeutschen Erdbeben von 1872 I, 263.
— seculäre Hebungen an der Westküste von Centralamerika I, 359.
— der Nicaragua-See der Ueberrest einer Meeresstrasse II, 319 f.
Seebär II, 648.
Seebeben I, 258. Benützung der Wellengeschwindigkeit bei S. zu Tiefenberechnungen I, 413 ff.
Seecocos-Palme II, 589.
Seedorn I, 459.
Seegebirge ein irriger Begriff I, 405 f. 430 f. 506.
Seehund s. Phoca.
Seeigel II, 607.
Seeklima s. gleichmässiges Klima.
Seekreide I, 342. II, 324.
Seelöwe (Otaria jubata) II, 608. 624. 648.
Seemann, Berthold I, 498. II, 500, Nota 2. 506 (Nota 3).
Seen: schmale, tiefe S. in Gebirgen haben sich bisweilen aus Fjorden gebildet I, 464. 482 ff. Allmähliche Zuschüttung der Gebirgsseen durch Flusssedimente I, 547 f. II, 439. Temperaturen ihres Grundwassers II, 38. Ihr häufiges Vorkommen auf gewissen Erdräumen II, 146. 149 f. Seenarmuth mancher Gebiete II, 312 f. Entwick-

lungsgeschichte der S. II, 312—329. In S. allein können sich mächtige Salzlager bilden II, 330 f. In S. bilden sich Deltas unter relativ günstigen Bedingungen II, 407 f. S. als Läuterungsbecken der Flüsse II, 412 f.
Seeotter II, 624. 625.
Seerabe, schwarzer II, 649.
Seerosen II, 543.
Seeschwalbe II, 638.
Seesterne II, 607.
Seestrandkiefer II, 550.
Seetange im laurentischen Gneiss I, 304, im Silur I, 305, im Devon I, 307, häufig in der Flyschzone I, 330.
See- und Landwind II, 210—212.
Segeberg I, 320. II, 334.
— Seen bei II, 324.
Segge I, 459. II, 518. 549.
Seidenaffen II, 641.
Seine II, 370.
Seinebecken I, 327. 329. II, 277.
Seinemündung I, 439. II, 28.
Seismochronograph I, 254 f.
Seitliche Beleuchtung (bei Terrainzeichnungen) I, 562 f.
Seivits I, 382.
Selander I, 162.
Selkirk, Lord I, 383.
Semätschik, Kleine I, 240.
Semlin II, 423.
Semnopithecus im Tertiär I, 333, in der Gegenwart II, 629.
Senecio II, 518.
Senegal II, 420. 437.
Senegambien II, 195. 564. 637.
Senkel II, 429 f.
Senkung, seculäre, des Bodens I, 293. 352 ff. 385 ff. II, 425 ff.
Senkungen, hervorgerufen durch Erdbeben I, 269.
Sennaar II, 499.
Senon I, 325.
Sequoia gigantea II, 527. 574.
— sempervirens II, 574.
Serapistempel bei Pozzuoli I, 355.
Seriema II, 645.
Serpentin I, 304.
Serra do Mar II, 580 f.
Serval II, 420.
Servatius (13. Mai) II, 228.
Sesamum orientale II, 558.
Sesleria disticha II, 519.
Severn, Golf der I, 434. II, 28. 29. 409. 413.
Sexe I, 471.
Seychellen I, 371. 388. 505. 531. II, 589.
Sfaks II, 31.
Shakespeare-Klippe I, 245.
Shannon (Insel an der Ostküste Grönland's) I, 363.
Shansi I, 348.
Sharpe I, 246.
Shaw, Robert II, 327.
Shayok II, 327.
Shehallien I, 174. 176. 177.
Sherman (an der Pacific-Bahn) I, 537.
Sherringham I, 439.
Shetlands-Inseln I, 388. 439. 440 f. 479. II, 547.
Shoal Point II, 68.
Shorea robusta II, 560.
Short I, 83.
Sibirien (Geologisches:) I, 185. 186. 187. 260. 261. 325. 334. 367 f. 387 f. 396. 470. (Meteorologisches:) II, 179. 191. 197. 227. 233. 248. 273 f. 276. 319. 321—324. 366. 386 ff. 435. 460 f. (Biologisches:) II, 547. 548 f. 549 ff. 615 f. 616—618. 657.
Sibirisches Eismeer II, 65 ff. 321.
Sichelförmige Altwasser II, 391 ff.
Sicilien I, 259. 268. 374 f. II, 554.
Siderolithes I, 326.
Sidi Daoua I, 377.
Siebenbürgen I, 334. II, 334. 617.
Siebengebirge I, 243. 257. II, 167.
Sieben Inseln II, 68.
Siebenschläfer II, 624.
Sieber II, 212 (Nota 3).
Siedepunkt: Erniedrigung desselben durch Verminderung des Luftdruckes und Benützung desselben zur Ermittelung von Meereshöhen II, 136 f.
Siegen I, 257.
Siegthal I, 257.
Siemen's Gasregenerationsöfen I, 349.
Sierra de Cazorla II, 369.
— Leone I, 156. II, 157. 261. 262. 636.
— Madre II, 573 f.

Sierra Morena II, 620.
— Nevada (Californien) II, 527.
— Parime s. Guayana (Hochland von).
Siewers II, 600.
Sigillarien im Devon I, 296. 307, in der Kohle I, 296. 310. 340, in der Dyas I, 316; ihr Aussterben am Ende der paläozoischen Zeit I, 318.
Sigmodon II, 626 f.
Si-kiang II, 410.
Sikok II, 558.
Silber: Vorkommen des S. im Meerwasser II, 4 f.
Silberluchs II, 617.
Silberreiher II, 621.
Silene inflata II, 518.
Sill II, 449 f.
Silla von Caracas II, 524, Nota 2. 578. 601.
Sillein I, 253.
Silur-Formation I, 295. 296. 305 f. 320. 339. 427 f. 500. 557. II, 334.
Silva Coutinho, Dom João Martins da I, 392.
Silybum II, 585.
Simbirsk II, 387.
Simia satyrus II, 629.
Simoda, Seebeben bei I, 413 f.
Simons-Bay II, 7.
Simplon I, 570. II, 453.
Simpson, Richard I, 508.
Sinai-Halbinsel I, 372.
Sindree I, 269.
Sindschar I, 145.
Singapore II, 472. 611.
Singhalesen I, 530.
Sinken der Küsten I, 293. 352—384. 385 ff. II, 425 ff.
Sintfluth (nach der Adhémar'schen Hypothese) II, 146.
Sioa I, 228.
Sion I, 474.
Sipa matador II, 542.
Sipan-Dagh I, 234.
Siphonia elastica II, 580.
— ficus I, 326.
Sirius: Parallaxe und Entfernung von der Erde I, 18. Grösse I, 26. Eigenbewegung I, 27. Spectrum I, 57.
Sirks, J. II, 481 (Nota 1).
Sitcha I, 467. II, 194. 227. 256 f. 278 f. 571. 628.
Siwah I, 448. II, 320. 492.
Six-Thermometer II, 41 ff.
Skager Rak II, 34.
Skandinavien (Geologisches:) I, 162. 258. 260. 270. 298. 304. 305. 306. 327. 352 f. 381 ff. 385. 388 f. 422. 439. 463. 464. 467. 471. 473. 478. 479. 480. 484. 538. 549. (Meteorologisches:) II, 35. 36. 63. 64. 99, Nota 1. 175. 179. 186. 207. 249. 257. 275. 277. 278. 284. 312. 318. 324. 328. 353. 354. 356. 360. 365. 383. 451. (Biologisches:) II, 549. 550. 551. 617. 655 f. 657.
Skorpione, ihr erstes Auftreten in der Kohle I, 314.
Skuratow II, 65 f.
Smithsund II, 197. 594.
Smyrna I, 374.
Smyth (Astronom) I, 83.
Smyth (Admiral) I, 436.
Sna II, 623.
Snehætten II, 451.
Snellius, Willebrord I, 146 ff.
Snowdon I, 384.
Socorridos II, 505.
Sölvesborg I, 383.
Sörfjord I, 471.
Soeterwouda I, 146.
Sognefjord I, 481.
Solanum II, 518.
Solenodon I, 523. II, 641.
Solfataren I, 212. 226. 228. 233.
Solimões II, 369, Nota 1.
Solnhofen I, 323.
Solothurn II, 357. 359.
Solstitien II, 139 f.
Somaliküste II, 320.
Somerset I, 294, Nota 3.
Somma I, 215. 225.
Somme I, 378.
Somme-Soude II, 371.
Sona I, 369.
Sonklar, C. v.: stellt zuerst die Richtigkeit der orometrischen Berechnungen A. v. Humboldt's in Frage I, 422.
— entwirft die besten hypsometrischen Karten I, 565.
— orometrische Berechnungen I, 568.
— Regenkarte von Oesterreich-Ungarn II, 259.

Sonklar, C. v.: über die Schneegrenze in den Alpen II, 285.
— über Eisseen II, 326 (Nota 2). 327. (Nota 1).
— über die Structur des Gletschereises II, 337 ff.
Sonklar'sche Seen II, 327 f.
Sonne: I, 57—77. Spectrum der S. I, 59. Rotation der S. I, 61. Grösse der S. I, 61. 78. Verschiedene Hüllen um die S. (nach älterer Anschauung) I, 65. Helligkeit ihres Lichts I, 66. Spectrum des Sonnenlichts I, 67 ff. Aggregatzustand des Sonnenkörpers I, 67 ff. Elemente in der Sonnenatmosphäre I, 67 f. 278. Aequatorial- und Polarströme auf der S. I, 71 f. Temperaturen auf der S. I, 75 f. 78 f. Allmähliches Erkalten der S. I, 76 f. 288. Schwere der S. I, 78. Bewohnbarkeit der S. I, 79. Die S. ein mächtiger Elektricitätsquell I, 133. Sie beschleunigt bisweilen den Eintritt von Erdbeben I, 265 ff., ist betheiligt bei der Entstehung von Fluth und Ebbe II, 16 ff. Beziehungen zu dem tellurischen Magnetismus II, 474. 483.
Sonnenflecken I, 59 ff. Periodische Ab- und Zunahme der S. I, 62. Aussehen der S. I, 63. Höhlennatur derselben I, 63 ff. S. betrachtet als Wolken I, 68 f., als Schlacken I, 70 ff. Vertheilung der S. auf der Sonnenoberfläche I, 73. Auflösung der S. I, 74. Beziehungen der S. zum Erdmagnetismus und zu den Cirruswölkchen II, 481—485.
Sonnenkäfer (mit sieben Punkten) II, 654.
Sonnensystem I, 78 ff. Entstehung des S. I, 273 ff.
Sonnenwärme: Bedeutung derselben für die Erdenbewohner I, 44. 138 ff. Grösse der S. I, 46 f. Ursprung der S. I, 46 ff. S. auf Mercur I, 80 ff., auf der Venus I, 84, auf Mars I, 86, auf Jupiter I, 90 f., auf Saturn I, 95, auf Uranus I, 97, auf Neptun I, 98. Der grösste Theil der S. verliert sich im Weltraum I, 104. Zerstörende Kraft der S. I, 428. 450 f. Wirkungen der S. auf die Oberflächenschichten des Oceans II, 45 f. Periodischer (jährlicher und täglicher) Wechsel der Sonnenstrahlung auf Erden II, 138—143. Seculäre Schwankungen der S. (Adhémar'sche Hypothese) II, 143—151. Absorption der S. durch Luft, Land und Meer II, 156—158.
Sonora II, 516. 574.
Soolquellen II, 306. 307.
Sorbus II, 551.
Sorex II, 616. 619. 620. 623. 625. 629. 633. 639.
— etruscus II, 620.
— fodiens II, 616.
— indicus II, 639.
— pulchellus II, 619.
— pygmaeus II, 616.
Sorghum saccharatum II, 555.
Sorrento I, 441.
Soufrière I, 225.
Source de la Reine (Bagnères d. L.) I, 272.
South-Shields I, 179.
Spalax typhlus II, 620.
Spallanzani I, 221.
Spalten, entstanden durch allmähliche Erkaltung des Erdkörpers I, 263. Bildung und Zuschüttung von S. bei Erdbeben I, 272. Druckentlastung und Verwandlung starrer Massen in gluthflüssige durch Spaltenbildung I, 285.
Spalten, vulcanische I, 239. 258 f.
Spaltquelle II, 290.
Spaltungsthal s. antiklinales Thal.
Spanien (Geologisches:) I, 258. 315. 319. 377. 389. 422. 441. (Meteorologisches:) II, 30. 277. 330. 435. (Biologisches:) II, 503. 552. 620. 621.
Spanisches Rohr II, 555.
Spartacus I, 229.
Spartina arundinacea I, 515.
Spartium junceum II, 553.
Specht II, 618.
Specifisches Gewicht der Himmelskörper s. Schwere.
— — des oceanischen Wassers II, 3 ff.
Spectroskop I, 27. 31. 57 f. 66 ff. 278.
Spectrum der Nebelflecke I, 31. 278,

der Fixsterne I, 57 f., der Sonne I, 67 ff., der Venus I, 85, des Mars I, 87 f., Jupiter's I, 92. 94, Saturn's I, 96, des Uranus I, 97, Neptun's I, 98, des Mondes I, 102, der Cometen I, 127 f. 129. 132, des Nordlichts II, 478 f.
Speke II, 313.
Spencer-Golf II, 412.
Sperenberg, Salzlager von I, 320. II, 331. 334.
— Seen bei II, 324.
— Temperaturmessungen in den Bergwerken von I, 191. 192. 193. 198.
Spermophilus (Ziesel) II, 617. 619. 626. 643.
— citillus II, 617.
Spessart I, 320.
Sphaerococcus cartilagineus II, 68.
Sphagnum II, 549.
Sphenophyllen I, 310.
Sphenopteris I, 309. 316.
Sphinx convolvuli II, 656.
Spiegel I, 524 (Nota 1).
Spinnen, ihr erstes Auftreten in der Kohle I, 314.
Spirifer I, 306. 307. 314. 317. 539.
— disjunctus (S. giganteus) I, 539.
Spirigera I, 314.
Spirobranchus capensis II, 638.
Spitalmatte II, 304.
Spitzbergen (Geologisches:) I, 156. 282. 326. 367. 462. 464. 471. 472. (Meteorologisches:) II, 35. 36 f. 68 ff. 131. 286. 353. 355. (Biologisches:) II, 593. 599. 603.
Spitzbergen-See II, 99.
Spitzklette II, 595.
Spitzmaus II, 616. 619. 620. 623. 625. 629. 633. 639.
Spix II, 404, Nota 2.
Splügen II, 453.
Spörer I, 61. 72.
Spörer II, 240.
Spondylus I, 326.
Spongien in der Kreide I, 326.
Spratt I, 374.
Sprenger, A. I, 143 (Nota 3). 144 (Nota 1).
Sprengwirkungen der Sonnenwärme I, 428. 450 f.
Springaffen II, 641.
Springfluthen II, 17 f.
Springhase II, 635.
Springmäuse II, 617. 619. 620 f. 626. 635.
Springquellen, heisse, periodische (Geysirs) II, 295—303 (auf Island I, 295—299, auf Neuseeland I, 299—301, in Nordamerika I, 301—303).
Ssäwerzoff II, 362.
Stachelratte II, 643.
Stachelschwein, gemeines II, 619. 621. 635.
Stadtberge I, 315.
Stadtsulza II, 306.
Staffordshire I, 309.
Stahlwasser II, 306.
Stalagmiten II, 309.
Stalaktiten II, 309.
Standlinie (bei Gradmessungen) I, 147.
Standort, Wichtigkeit des St. für die Entwicklung der Gewächse II, 518—520.
Stanowoi-Kette II, 551.
Stapelia II, 567.
Staphylea II, 551.
Staphylini II, 618.
Staring I, 459.
Stark II, 241.
Stark, F. II, 329 (Nota 2). 360 (Nota 2).
Staronekrassowka I, 162.
Stassfurt, Salzlager von I, 320. II, 331. 332 f. 334.
Stauchung der Schichten I, 543.
Stebnitzki I, 175.
Stefanovič v. Vilovo II, 396.
Steiermark II, 328. 360.
Steinbock II, 618. 623.
Steineiche II, 553.
Steinfall I, 346.
Steinkohle: Anhäufung der kohlenbildenden Pflanzen I, 311. Kohlenbecken I, 312. Bauwürdigkeit der Flötze I, 312. Uebereinander lagernde Kohlenflötze: Zahl, Entstehung I, 312 f. Paralische und limnische Bildungen I, 313. St. auch am Aequator und im hohen Norden I, 313. Gefahren beim Steinkohlenbergbau I, 344 ff. — Im übrigen s. unter Kohle.
Steinkohlenformation I, 293. 294. 295. 296. 297. 298. 301. 308—316 (klima-

tische Verhältnisse in der Steinkohlenzeit I, 313, Dauer der Steinkohlenperiode I, 314). 339 f. 344. 558. II, 334.
Steinmarder II, 616.
Stellung, günstige, der Erde im Sonnensystem I, 78 ff.
Stelzengeier II, 637.
Stelzenpalme II, 579.
Stenops II, 639.
Stephan, Heinrich II, 513 (Nota 2).
Stephenson II, 106.
Steppen: ihre starke Erhitzung II, 157. Begriff II, 489. Meteorologische Voraussetzungen der Steppenbildung II, 489 ff. Beschreibung mehrerer Steppen II, 495 ff. St. sind eine Schranke für gewisse Thiere II, 612.
Steppen Australien's II, 569 f.
— Centralafrika's II, 499 f. 563 f.
— Centralamerika's II, 497 f. 576.
— Centralasien's II, 492. 504 f. 555 f.
— der Kirgisen II, 495. 505. 515.
— Nordamerika's (Prairien) II, 281. 496 f. 572—574.
— des Plateaus von Dekhan II, 561 f.
— Spanien's II, 503.
— Südafrika II, 500, Nota 1. 503 f.
— Südamerika's s. unter Llanos, Campos und Pampas.
— Südrussland's II, 276. 490 f. 503. 555 f. 617. 618.
— Vorderasien's II, 505.
Steppenhuhn II, 623.
Sterna II, 638.
Sternapfelbaum II, 576.
Sternarchus II, 646.
Sternschnuppen: Massenhaftigkeit der St. im Sonnensystem I, 47. Begriff I, 111. Höhe des Aufleuchtens von St. I, 111. Geschwindigkeit I, 112. Ihre Bahnen I, 112 f. Grund ihres Aufleuchtens beim Eintritt in die Atmosphäre I, 113. Grösse (nach dem Lichtwerth bestimmt) I, 113. Vermehrte Frequenz der St. am 12. bis 14. November (Leoniden) und 10. August (Perseiden) I, 114 ff. Bahnen der Leoniden- und Perseidenschwärme I, 115 ff.; Uebereinstimmung derselben mit Cometenbahnen I, 117 ff. Sonstige Beziehungen der St. zu den Cometen I, 118 f. Ihr Aufleuchten ein Mass zur Bestimmung der Lufthöhe II, 109.
Sterntag I, 168.
Sterzing II, 450.
Steub, L. I, 524.
Stevenson I, 437.
Stickstoffaushauchungen I, 226.
Stickstoffgehalt der Luft II, 108.
Stiefelluchs II, 620. 630.
Stieregg I, 542.
Stjernsund II, 45.
Stiffe I, 370.
Stigmarien I, 296. 311.
Stiller Ocean s. Grosser Ocean.
Stinkdachs (Mydaus) II, 629. 630.
Stinkthier (Mephitis) II, 625. 626. 640—641. 647.
Stipagräser II, 556. 563. 581. 583. 585. 587.
Stipa Ichu II, 583.
Stirling's Luftmaschine (Regenerator) I, 349.
Stockheim I, 312.
Stockholm I, 383. II, 277. 500.
Stoliczka I, 234.
Stonesfield I, 323. II, 651.
Storch II, 627. 632.
Storsjöen I, 484.
Stotternheim II, 334.
Strabo I, 229. II, 416.
Stralsund II, 96.
Strandbildungen I, 292 f.
Strandhafer I, 459.
Strandlinien, alte I, 270. 354. 357. 358. 359. 360. 363. 365. 366. 367. 368. 369. 371. 374. 378. 382. 383.
Strandriff I, 495.
Strandseen II, 313 ff.
Strassburg II, 596.
Stratovulcane I, 101 ff.
Stratus II, 252.
Strauss, afrikanischer II, 621. 637.
— amerikanischer II, 645. 649.
— darwinischer II, 649.
— neuholländischer II, 651.
Straussfarn II, 532.
Strausshühner II, 645.
Streichen der Schichten I, 300.
Streifige Haufenwolke II, 253.

Streintz, Heinrich II, 238, Nota 1.
Strelitzia II, 568.
Stringocephalus I, 307.
Strix (Eule) II, 621. 624. 637. 649. 650.
— flammea II, 607.
— otus II, 607.
— perlata II, 649.
Ströme führen nur einen kleineren Theil der gesammten Niederschläge dem Meere wieder zu II, 287. Namen der Str. II, 369—371. Gesetze ihrer Bewegung II, 372—374. 389. Ihre mechanischen Leistungen II, 375—397 (Process der Thalbildung durch Erosion II, 375—383. Riesenkessel II, 383 f. Teufelsmauern II, 384. Erdpyramiden II, 384 f. Das Baer'sche Gesetz II, 385—388. Veränderungen innerhalb einer Stromcurve durch seitlichen Anprall des Wassers an den ausgebuchteten Uferrand II, 389—393. Absatz von Schwemmland an der Vereinigung eines Str. mit einem Seitengewässer II, 393— 397. Allmähliche Erhöhung des Strombettes II, 397). Pathologie der Ströme II, 398—402. Die Deltabildungen der Str. II, 403—427. Bau der Ströme in ihrem mittleren Laufe II, 428—437. Ihre Bedeutung in dem Gang der menschlichen Gesittung II, 436 f. Ungleichmässige Abfuhr ihrer Wasser in Folge Entwaldung II, 508 f. Antheil der Str. an der Verbreitung der Gewächse II, 594 f. Str. sind Hindernisse für die Verbreitung der Gewächse II, 599, der Thiere II, 610 f.
Strömungen des Meeres s. Meeresströmungen.
Strokkr II, 298 f.
Strombett II, 377. 397.
Stromboli I, 228. 231, Nota 3. 238. 259.
Stromcurven II, 389— 393.
Stromstrich II, 372. 389 f.
Strophalosia I, 317.
Strophomena I, 306. 317.
Struthio camelus (afrikanischer Strauss) II, 621. 637.
Struthiopteris germanica II, 532.
Struve, W.: über die Extinction des Lichts I, 37.
Struve, W.: Saturnringe I, 95.
— Feinheit der cometarischen Masse I, 122.
— Farbe des Halley'schen Cometen I, 128.
— russische Gradmessung I, 162. 165.
— russisch-mitteleuropäische Gradmessung I, 171.
Struve, Oberst II, 321.
Stubay-Gruppe II, 353.
Stubenbach II, 278.
Studer, Bernhard: Aehnlichkeit der drei südhemisphärischen Festlande I, 407.
— Entstehung der Gneissfächer in den Alpen I, 540.
— die Ueberkippung der Schichten am Mettenberg I, 542 f.
— die verheerenden Kräfte der Schweizer Alpenflüsse bei Hochwasser II, 380 (Nota 1).
Stummelaffen II, 633.
Sturbington II, 209.
Sturm II, 206. 225.
Sturmsignale II, 226.
Sturmtaucher II, 616.
Sturmvogel II, 616.
Sturt II, 195.
Stuttgart II, 229. 237.
Stye-Pass II, 278.
Subtropische Regen II, 265—269.
Subtropische Zone II, 221. 256. 265—269. 502 f.
Sudac I, 374.
Sudan II, 436. II, 563—565 (Flora des Sudan). 636.
Sudeten II, 550.
Südamerika (Geologisches:) I, 159. 219. 232. 236. 259. 261. 268. 296. 328. 357 ff. 385. 390 ff. 397 ff. 400. 401. 425. 461. 463. 467. 498. 530. (Meteorologisches:) II, 127 f. 186 ff. 219. 260 f. 264 f. 282. 312. 354. 363. (Biologisches:) II, 548. 577—588. 598. 639—649. 655. 656.
Südatlantischer Verbindungsstrom II, 74.
Südaustral-Strömung II, 79. 102.
Südcarolina I, 362. II, 280. 428. 572.
Südchinesisches Meer I, 387. 489. II, 6 f. 27. 37. 53.
Südeuropa I, 326. 327. 334. 346. 374 ff.

II, 193. 232. 267. 501 f. 523. 533. 550. Vgl. hierzu Mittelmeerländer.
Süd-Georgia-Inseln I, 462, Nota 1.
Südliches Eismeer s. Eismeer.
Südliche Hemisphäre: charakteristische Merkmale ihrer Länderconfiguration II, 146 ff. Temperaturverhältnisse II, 178 ff.
Südlichter II, 481.
Süd-Orkney-Inseln I, 462, Nota 1.
Süd-Sandwich-Inseln I, 462, Nota 1. 498.
Südsee s. Grosser Ocean.
Südshetland-Inseln I, 462, Nota 1. 498.
Süntel I, 324.
Sues I, 372. II, 142. Isthmus von S. II, 105 f.
Suess, Eduard I, 554. 558 ff.
Süsser See II, 324.
Suf I, 449.
Suffolk I, 384. 439.
Sujut I, 238.
Sulu-See II, 53.
Sumatra I, 238. 369. 387. 396. 397. 511 f. 520. II, 561. 630. 631. 655.
Sumbawa I, 214. 242. 369.
Sumpfbiber II, 648.
Sumpfcypresse II, 572.
Sund I, 383. II, 105.
Sunda-Inseln (Geologisches:) I, 231. 238. 259. 393 ff. 397. 491. 511. 520 f. 530. (Meteorologisches:) II, 215. 271. (Biologisches:) II, 490. 536. 558 ff. 601. 609. 629 ff. 639.
Sunderlik-Dagh I, 234.
Sundsvall I, 383.
Supan, Alex.: die mittlere Tiefe des Grossen Oceans I, 416 ff.
— über den Brennerpass II, 450 f.
Surell II, 402.
Surinam (Col.) II, 123.
— (Fluss) II, 419.
Sus (Schwein) I, 527. II, 610. 613. 617. 619. 621. 622. 624. 627. 631. 636. 639.
— larvatus II, 636. 639.
— leucomystax II, 624.
— scrofa (gemeines Wildschwein) II, 613. 617. 619. 621. 622.
— scrofa domesticus (Hausschwein) I, 527. II, 610.
Susquehanna II, 443.
Sussex I, 384.
Suwarrow-Cactus II, 573.
Svanberg I, 152, Nota 1. 162.
Sveaborg I, 382.
Swietenia Mahagoni II, 576 f.
Swinden, Tobias I, 60. II, 481.
Swinemünde II, 31.
Sydow, E. v. I, 564 (Nota 1).
Syene I, 144. 145.
Syenit I, 292. II, 288.
Sykomore II, 557. 564.
Sylt I, 380. 456. 457. II, 293.
Symphoria II, 576.
Synclinaler Schichtenbau I, 299 f.
Synclinales Thal I, 546. II, 329. 443.
Synclinorium (Dana) I, 556.
Syr II, 399. 407. 413.
Syracuse II, 334.
Syrakus I, 375.
Syrien I, 260. 268. 269. 373. 400. II, 267. 505. 634. 636.
Syringa II, 551.
Syrrhaptes paradoxus II, 619.
Syrten (Grosse und Kleine) I, 373. 375. II, 31. 320.
Szamos II, 371. 396.
Szathmar-Nemethi II, 396.

Tabak II, 572. 576. 597. 598.
Tacarigua-See II, 506.
Tachyglossus II, 650.
Tacitus I, 143.
Tadmor I, 145.
Tadoussac II, 411.
Tafilet II, 492.
Tagliamento II, 422.
Tagnaras II, 538.
Tagschwalbe II, 637.
Tahiti I, 365. 447. 498. 509. 528. II, 26.
Taimyrland I, 368. 470. II, 191. 548 f.
Talabot II, 106. 423.
Talcahuano I, 270.
Talcot I, 361. II, 414.
Talpa caeca II, 620.
— europaea (gemeiner Maulwurf) II, 616.
— wugura II, 623.
Taman II, 311.
Tamarinde II, 564.
Tamariske II, 555. 562. 563. 565.
Tamarix gallica II, 562.
— nilotica II, 565.
Tamaulipas I, 361.

Tamias II, 643.
Taminaschlucht II, 382.
Tamisier II, 195.
Tana I, 185.
Tandurek I, 234.
Tanela II, 419.
Tanger I, 258.
Tanitische Nilmündung II, 416.
Tanna I, 229. 240. 492.
Tanne II, 550. 570 f. 576.
Taogaras II, 538.
Tapajos II, 29.
Taphozous II, 633.
Tapirus II, 628. 631. 644. 648. 655.
— indicus II, 631.
— suillus II, 644. 648.
— villosus II, 644.
Tarabulus I, 268.
Tarawera-See I, 259, Nota 2.
Tarbes II, 117.
Tarde, Jean I, 60.
Tarim II, 399.
Tari-Pass I, 534.
Tarqui I, 152. 161.
Tarser II, 639.
Tarsipes II, 650.
Tarsius II, 639.
Tasman-Gletscher II, 367.
Tasmanien I, 306. 366. 386. 397 f. 490. 521. 529. 531. II, 281. 601 f. 650.
Tatarische Strasse II, 76.
Tatra II, 617.
Tatta II, 410.
Taube II, 618. 632. 637 f.
Taubefluth II, 17 f.
Taunus I, 227. II, 448 f.
Taupo-See I, 226. II, 299.
Taurien II, 258 f.
Taurus II, 554. 601. 634.
Tausendfüsser, ihr erstes Auftreten in der Kohle I, 314.
Taxodineen II, 546.
Taxodium distichum II, 572.
— mucronatum II, 576.
Taxus in der Kreide I, 325.
— baccata II, 550.
Taylor, J. G. I, 234.
Tchihatscheff, P. v. I, 374.
Teakbaum II, 560 f.
Teche II, 415.
Tectonia grandis II, 560 f.
Teetzmann II, 258 f.
Tegel I, 328.
Tegetthoff, v. II, 417, Nota 1.
Telegraph: Mittel, die Zeitdifferenz zweier Orte zu bestimmen, I, 170 f. Strömungen im T. während einer Nordlichterscheinung II, 479 f.
Teleosaurus I, 323.
Telmissos I, 374.
Teltow I, 193.
Temboro I, 214. 242.
Tempel's Comet I, 117 f.
Temperaturen auf der Sonne I, 75 f., im Erdinnern I, 183 ff., der Quellen in der tropischen Zone und auf Island I, 185, der Lava I, 223, des Wassers an der Meeresoberfläche II, 33—38, in den Tiefen der Oceane II, 38—55, in den höheren Luftregionen II, 162 ff. Reduction der Temperatur eines Ortes auf das Meeresniveau II, 173. Maxima der Lufttemperaturen II, 195—197. Minima der Lufttemperaturen II, 197. T. zur Erklärung der Eiszeit II, 365 ff. Das übrige s. unter Wärme.
Teneriffa II, 131. 212. 216. 528.
Tennent, Sir Emerson I, 504.
Tenner I, 162. 165.
Tennessee II, 571.
Teplitz I, 272. II, 294. 306.
Teplouchoff, Th. II, 495.
Terebratula I, 319. 322. 326.
Terek II, 407.
Termes s. Termiten.
Terminbeobachtungen (Erdmagnetismus) II, 475 f.
Termiten II, 632. 638.
Terraindarstellung I, 561—571.
Tertiär I, 294. 296. 298. 300. 301. 320. 328—334. 341. 343. 385 ff. 489. 533. II, 334. 356. 447 f. 651 f.
Tessin II, 441.
Tessinthal II, 377. 378.
Tetarata II, 300.
Tetranthera californica II, 574.
Tetrao II, 628. 637.
— cupido II, 628.
— umbellus II, 628.
Tetschen II, 447.

Teufelsbrücke II, 382.
Teufelsfinger I, 322.
Teufelsmauern I, 225. II, 384.
Teutoburger Wald I, 327. II, 308.
Texas I, 316. 317. II, 573 f.
Textularia I, 326.
Thäler: ihre Entstehung I, 546. II, 438—454. Die Bildung von Erosionsthälern in den Gebirgen II, 376 ff. Thaleinschnürungen mit stürmischer Erosion I, 378 f. Th. als Hindernisse für die Verbreitung der Gewächse II, 599.
Thalweg II, 389.
Thau II, 250 f.
Thaupunkt II, 245.
Thea viridis II, 558.
Theben (Aegypten) II, 157.
Theestrauch II, 558.
Theiss II, 396 f.
Themse II, 28. 407. 413. 421 f. 424.
Theophrastus I, 346 f.
Thermale Circulation im Ocean II, 92 ff.
Thermen II, 294 ff.
Thermische Anomalie II, 185.
Thermische Normalen II, 185.
Thermische Windrosen II, 230 ff.
Thermometer II, 151—154. Gebrauch desselben II, 154—156.
Thermometrograph II, 153 f.
Thian-schan I, 233 f. 284. II, 362.
Thiere: die Thierwelt der Inseln I, 507—531. Th. als Verbreiter von Pflanzensamen II, 595. Abhängigkeit der Th. vom Boden II, 606, von der Vegetation ihres Wohnortes II, 606, vom Klima II, 606 f., von der morphologischen und physiologischen Beschaffenheit ihres Körpers II, 607 f. Die Verbreitung der Th. wird gefördert durch schwimmende Fahrzeuge II, 608, durch Gebirgsbrücken II, 608 f., durch Stürme II, 609, durch die Thiere selbst II, 609, durch den Menschen II, 610; sie wird gehindert durch Flüsse und Meere II, 610 f., durch Gebirge II, 611 f., durch Wüsten, Steppen und Wälder II, 612 f., durch den Menschen II, 613. Die Thierprovinzen der Erde II, 614—652: das arktische Gebiet II, 615 f., die gemässigte Zone innerhalb der Alten Welt II, 616—624, das gemässigte Nordamerika II, 624—628, das indische Gebiet II, 629—632, das tropische Afrika II, 632—638, Madagaskar II, 638 f., das tropische Amerika II, 639—646, das gemässigte Südamerika II, 646—649, Australien II, 649—652. Die Lehre von der Einheit der Schöpfungsmittelpunkte II, 653—658.
Thiessow II, 31.
Thilo II, 321.
Thlaspi alpestre II, 518.
Thlewee-choh II, 405. 421. 440.
Thompson-Insel I, 499.
Thomson, James II, 349.
Thomson, William II, 349.
Thomson, C. Wyville: über Tiefseemessung I, 408 ff. Mittlere Tiefe der Weltmeere I, 420. Tiefentemperaturen der Südsee II, 51.
Thonschichten I, 294. II, 289. Bildung von Th. I, 292.
Thonschiefer I, 302. 304. II, 288.
Thorictis II, 645.
Thorshavn II, 193.
Thränen des heiligen Laurentius I, 114.
— des Vesuv I, 222.
Thrakien I, 107. 374.
Thrinax II, 576.
Thrissops I, 322.
Throndhjem I, 156. 383.
Thsin-Schi-Hoang-ti II, 515.
Thüringen I, 249. 250. 293. 308. 316. 317. 320. II, 277. 365.
Thüringer Wald I, 320. II, 277. 361.
Thuja gigantea II, 571.
Thun II, 413.
Thuner See II, 413. 441.
Thwaites I, 528.
Thylacinus II, 650.
Tiber II, 437.
— -Mündung I, 441.
Tiberias-See II, 325. 441.
Tibet II, 3. 169. 195. 272. 334. 353. 623.
Ticino-Gletscher der Eiszeit II, 359.
Tiden II, 14 (auch Nota 2).
Tiefe, mittlere, des Atlantischen Oceans I, 410—413, des Grossen Oceans I,

413—418, des Indischen Oceans I, 418 f., des nördlichen und südlichen Eismeeres I, 419, sämmtlicher Weltmeere I, 420.
Tiefenstufe, geothermische I, 188 ff.
Tiefseebildungen I, 292 f.
Tiefseeloth Brooke's I, 408 f.
Tiefseemessungen I, 407 ff.
Tiefseetemperaturen II, 38—55.
Tiflis I, 175.
Tiger II, 606. 611. 622. 628. 630. 634.
Tiger, brasilianischer s. Jaguar.
Tigerpferd II, 635.
Tigris II, 371. 406 f. 412.
Tillandsia usnoides II, 540. 571.
Timor I, 369. 520.
Tipperary II, 190.
Tirol I, 192. 327. 554. II, 328. 360. 385. 449—451.
Tirrsa II, 556.
Titicaca-See II, 312. 320.
— Ebene um den II, 582. 644.
Toau I, 497.
Tobolsk I, 185.
Toconao I, 109.
Todea II, 568.
Todesthal (Java) I, 227.
Todtenkopf II, 656.
Todtes Meer II, 325 f. 333. 399. 441. 556.
Todus II, 645.
Tödi II, 359.
Tofua I, 228.
Tokaj II, 396.
Tokio I, 368.
Tolaihase II, 619. 622.
Tola-Strauch II, 583.
Tolbatschinskaja Sopka I, 225.
Tolima I, 236. II, 283.
Tolmezzo II, 278.
Tomsk I, 185.
Tonga-Inseln s. Freundschafts-Inseln.
Tongariro I, 260.
Tong-king I, 368.
Toonabaum II, 560.
Tôr I, 372.
Torell I, 282. II, 68.
Torf I, 335. 342. 343.
Torfschichten unter dem Meeresspiegel als Zeugnisse für eine Senkung des Bodens I, 376. 380. 381.
Torgau II, 392.
Tornatella I, 326.
Torneå (Stadt) I, 152.
Toronto (Canada) II, 209. 474. 476.
Torre dell' Annunziata I, 238.
Torres-Strasse I, 489.
Torreya II, 546.
Torricelli II, 111.
Tortrix II, 607.
Toscana I, 194. 315.
Toulouse II, 176.
Tour II, 292.
Tournefort II, 524.
Toxaster I, 326.
Trachyt I, 292. II, 288.
Tractus chalyboelitici II, 461.
Trade-winds II, 215.
Traganthsträucher II, 556.
Tragopan satyrus II, 632.
Trajanswall II, 516.
Trampelthier II, 622.
Trandersholm I, 381.
Transbaikalien II, 274.
Transkaukasien II, 552.
Transmutationshypothese II, 604.
Trappe II, 623. 627. 632. 651.
Trasimenischer See II, 326.
Traubenkirsche II, 551.
Travemünde II, 31.
Treibeis s. Eisberge.
Treibholz im nördlichen Eismeere II, 67 ff.
Trelleborg I, 381.
Triangulation I, 146 ff.
Trias I, 301. 302. 319—321. 341. II, 334.
Trichechus rosmarus II, 615.
Trichoglossus II, 651.
Triest I, 375. II, 142.
Trifolium resupinatum II, 597.
Trigonia I, 322. 326.
Trigonocephalus II, 632.
Trilobiten im Silur I, 306, im Devon I, 307, in der Kohle I, 314, in der Dyas I, 317.
Trinidad (Antillen) I, 156. 159. 391. II, 311. 541.
Trinidad (im südatlantischen Ocean) I, 499.
Tripolis I, 222. 372.
Trisetum subspicatum II, 538.

Tristan da Cunha I, 499. 515. 518. II, 591.
Triticum II, 572.
Trivandeporum I, 161.
Trogen II, 358.
Troglodytes II, 633.
Troja I, 374.
Trompetenvogel II, 645.
Trons II, 358.
Tropfsteinhöhlen II, 309.
Tropidonotus II, 638.
Tropikvogel II, 632.
Tropische Regen II, 262—265.
Tropischer Wald II, 558.
Tropische Zone II, 140. 141. 212—221. 256. 260 ff. 502 f.
Trotter I, 234.
Trunz I, 162.
Truthahn II, 628.
Truxillo (Peru) I, 259.
Tsad-See II, 133. 313. 399.
Tsad-See, Ufergebiete des II, 565.
Tscharapundschi II, 271.
Tscheljuskin I, 470.
Tschelu-Fichte II, 561.
Tscherniawsky II, 316.
Tschernoi-Rejnok II, 407.
Tschernyi-Jar II, 387.
Tschickari II, 626.
Tschirimaja-Baum II, 582.
Tschudi, J. J. v.: Erdbeben bei Arequiba I, 266, Nota 1.
— seculäres Sinken der Küste bei Callao I, 358.
— über die peruanische Wüste II, 493.
— über die Fauna der Anden Peru's II, 640.
Tschuktschenland I, 470.
Tsetse-Fliege II, 638.
Tsien-tang II, 28. 409.
Tsugaru-Strasse II, 75. 76.
Tuamotu-Gruppe I, 365. 396. 497. 525.
Tuareg II, 515.
Tuat II, 492.
Tubicaulis I, 341.
Tubuai-Gruppe I, 497.
Tübingen II, 241. 242.
Türkei I, 172. 422. II, 267. 553. 621.
Tuffe, vulcanische I, 223.
Tuffkegel (Vulc.) I, 209 f.
Tukan II, 645.
Tu-kiu II, 515.
Tula II, 365.
Tulpen II, 505. 539. 556.
Tulpenbaum II, 536. 571.
Tumbo II, 566.
Tundra I, 368. II, 240. 513, Nota 1. 530. 549.
Tunguska, Obere I, 186.
Tunis (Land) I, 373.
Tunis (Stadt) I, 375. II, 212.
Tuqueres, Vulcan von I, 236.
Turdus II, 637.
Turfan, Vulcan von I, 233.
Turgat Bala I, 234.
Turin I, 171.
Turkestan II, 234. 267. 272. 313. 555. 556. 600.
Turkmenen II, 515.
Turkmenische Wüste I, 448. II, 515.
Turon I, 325.
Turrilites I, 326.
Turritella triplicata II, 322.
Turteltaube II, 618.
Turtle-Island I, 365.
Tuscaroratiefe I, 417.
Tuxtla, Vulcan von I, 237. 239.
Tycho de Brahe I, 17.
Tylor, E. B. I, 60, Nota 1. 61, Nota 1.
Tyndall, John: Theorie der Cometenbildung I, 129 f.
— Annahme einer Ausfeilung der Fjorde durch Gletscher I, 472 ff.
— die Wasserdämpfe der Luft wichtig für die Wärmeverhältnisse der Erde II, 160.
— über die Bänderstructur des Gletchereises II, 338.
— über Gletscherbewegung II, 344. 346. 347.
— über die Plasticität des Gletschereises II, 348 ff. 352.
Tyrifjord I, 484.
Tyrus I, 373.

Ualan I, 510.
Ucayali II, 370.
Udometer II, 257.
Überfallsquelle II, 290.
Überkippung der Schichten I, 540.
Ütliberg II, 357.

Uganda II, 564.
Uhu, grosser II, 618.
Ujun Holdongi I, 233.
Ukerewe II, 563. 564.
Ulex europaeus I, 527.
Ulloa, Don Antonio de I, 152. 161.
Ulm II, 359.
Ulme II, 551. 571. 575. 593.
Ulmer Maar I, 217.
Umbra (Sonnenflecken) I, 63.
Umlaufszeit, siderische und synodische, des Mondes I, 99.
Undurchlässige Schichten II, 292.
Ungarn I, 334. II, 276. 277. 503. 550. 552. 617.
Unger I, 311.
Union-Gruppe I, 365.
Unna I, 257.
Unsen I, 215.
Unterseen II, 413.
Unze s. Jaguar.
Unzerstörbarkeit der Kraft, Gesetz von der, s. Erhaltung der Kraft etc.
Upsala I, 152. II, 247. 475. 521.
Upupa II, 618.
Uraba, Golf von II, 412. 419.
Ural (Gebirge) I, 185. 305. 315. 317. 335. 533. 538. II, 365. 535. 545. 551. 611. 616.
Uranus I, 96 f. 117. 274. 283.
Uranusmonde I, 97. 274.
Urgebirge I, 302 ff.
Urgneissformation s. laurentische Formation.
Urmia-See II, 333 f.
Urnerloch II, 382.
Uropedium Lidenii II, 542.
Urotrichus II, 623.
Urserenthal I, 538. 542.
Ursus (Bär) I, 336. II, 606. 608. 610. 613. 615. 616. 620. 622. 624. 625. 626. 629. 630. 633. 640. 642. 647.
— americanus II, 610. 615. 626.
— arctos (gemeiner Bär) II, 606. 608. 613. 615. 616. 620. 622. 625 f.
— ferox II, 624. 626.
— frugilegus II, 642.
— isabellinus II, 622.
— labiatus II, 629.
— malayanus II, 629 f.
Ursus maritimus (Eisbär) II, 608. 615.
— ornatus II, 642. 647.
— spelaeus I, 336.
— tibetanus II, 624.
— torquatus II, 622.
Urucuri-Palme II, 579.
Uruguay II, 404. 405. 406. 412.
Urumtsi I, 233.
Uruspieh II, 361.
Urville, Dumont d' I, 437. II, 458.
Usnea barbata II, 531.
Usneen II, 531.
Ustjansk II, 179.
Usumasinta-Tabasco II, 408.
Utah (Territ.) II, 334.
Utah (Wüste) II, 273. 492. 496. 497. 510. 573.

Vaccinium myrtillus II, 552.
— uliginosum II, 549. 552.
— vitis idaea II, 549. 552.
Val de Ferret II, 358.
— di Noto I, 374.
Valdivia I, 358. II, 269. 282.
Valencia, See von II, 312. 506.
Valentia (an der Westküste von Irland) I, 171.
Valerianella echinata II, 595.
— hamata II, 595.
Vallès II, 184, Nota 2.
Valparaiso I, 159. 270. 358. II, 469.
Valtenberg II, 120.
Vambéry I, 448. II, 408. 515.
Vampyr s. Pteropus.
Vancouver I, 360. 463.
Vanessa cardui s. Distelfalter.
Vanilla aromatica II, 576. 580.
Vanua Levu II, 500, Nota 2.
Varangerfjord II, 45. 50.
Varen, Bernhard II, 105.
Variabilis Scuti (Fixstern) I, 288.
Variationen, seculäre, des Erdmagnetismus II, 466—471; tägliche V. des Erdmagnetismus II, 471—473.
Varin II, 123.
Vatoa I, 365.
Vavau I, 497.
Veddahs I, 530.
Vegetation s. Pflanzen.
Vegetationszonen der Erde II, 544—591.

Veilchen II, 523.
Vellosia II, 581.
Velsen I, 452.
Vendée I, 377.
Venedig I, 376 f. II, 30. 267.
Venediger II, 450.
Venezien II, 360.
Venezuela II, 497. 516. 577 f.
Vents alizés II, 215.
Venus I, 83 ff.
Verbreitung der Pflanzen gefördert durch Winde II, 592 f., durch das Wasser II, 593 ff., durch Thiere II, 595 f., durch den Menschen II, 596 f. — Verbreitung der Thiere gefördert durch schwimmende Fahrzeuge II, 608, durch Gebirge II, 608 f., durch Stürme II, 609, durch andere Thiere II, 609, durch den Menschen II, 610, gehindert durch Flüsse und Meere II, 610 f., durch Gebirge II, 611 f., durch Wüsten, Steppen und Wälder II, 612 f., durch Menschen II, 613.
Verbreitungscentren s. Schöpfungsheerde.
Verbrennungsprocess I, 42.
Verdunstungsprocess II, 239—242.
Vereinigte Staaten von Nordamerika (Geologisches:) I, 231. 306. 348. 360. 361 f. 390 f. 443 f. 458. (Meteorologisches:) II, 233—236. 273. 279 f. 312. 334. 362 f. 367 f. (Biologisches:) II, 496 f. 503. 570—574. 624—628.
Vermoderungsprocess I, 342.
Vernagtgletscher, Eissee des II, 327. 353.
Verschiebung, optische, d. Fixsterne I, 15.
Verschiebungen der Welttheile seit den tertiären Zeiten I, 385—392.
Versteinerungen: Mittel zur Bestimmung des Alters der Formationen I, 295.
Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche II, 138—202.
Verwandlung der Kräfte I, 39 ff.
Verwerfungen der Schichten I, 544; Entstehung geräumiger Seebecken durch V. II, 325.
Verwesungsprocess I, 342.
Vespertilio II, 616. 623. 625. 629. 633. 641. 647. 650. 655.
— noctua II, 655.
Vestfjord II, 45.
Vesuv I, 202. 206. 208. 214. 215. 218. 219. 221. 222. 223. 224. 226. 229 f. 231, Nota 3. 238. 239. 242. 259.
Via mala II, 382.
Vianen I, 378.
Vic II, 334.
Vicia cracca II, 597.
Vico, Fr. de I, 85, Nota 2.
Victoria (Australien) II, 281. 527.
Victoria-Land I, 499. II, 240. 458.
Victoria regia II, 543. 580.
Vicuña II, 644. 648.
Vielfrass II, 615. 616. 625.
Vierwaldstätter-See II, 359. 441.
Viescher-Gletscher II, 202.
Vinago aromatica II, 632.
— oxyura II, 632.
Vincent, H. I, 144 f.
Vinci, Leonardo da II, 92.
Vintschgau II, 450.
Viola lutea calaminaris II, 518 f.
Viper II, 638.
Virginien II, 280. 325. 334. 571. 572.
Viscum II, 595.
Visp-Thal, Erdbeben im I, 264. 272.
Viti Levu II, 500.
Vitis labrusca II, 572.
— vulpina II, 572.
Viverra II, 620. 628. 630. 634. 641.
— genetta (Genettkatze) II, 620. 634.
— rasse II, 630.
— zibetha II, 630.
Vlieghen eiland I, 525.
Vlotho I, 227.
Vochysiaceen II, 581.
Vögel: erste Spuren von V. in der Trias I, 319, älteste Ueberreste im Jura I, 323.
Vogel, Eduard II, 133.
Vogel, H. C.: Bewegungen der Protuberanzen I, 72.
— Atmosphäre der Venus I, 84 f.
— Marsspectrum I, 88.
— Jupiterspectrum I, 92 (Nota 1).
— Spectra der Cometen I, 127 f.
— über das Nordlicht II, 479.
Vogelgesang I, 217.
Vogelsgebirge I, 243.
Vogesen I, 190. 293. 298. 320. 533. 559. II, 328. 361. 447 f.

Vogt, Karl: über die Fjorde Island's I, 465.
— Felssturz an der Westküste Skandinavien's I, 538.
— das Aufsteigen der Gebirge die Wirkung eines Krystallisationsprocesses I, 549 f.
— gleichartige Fische auf beiden Abhängen der Alpen II, 450.
Vogtland I, 320.
Volcano I, 231, Nota 3.
Volger I, 263. 265. 272, Nota 1.
Voltzien I, 319.
Vorderasien II, 491. 492. 554; im übrigen s. Mittelmeerländer, Kleinasien etc.
Vorderindien (Geologisches:) I, 161. 162. 163. 184. 231. 296. 325. 328. 330. 370. (Meteorologisches:) II, 127. 196. 220. 255. 256. 269 ff. 399. (Biologisches:) II, 513. 523. 545 f. 554. 558 ff. 609. 629—632. 634.
Vorderrheinthal I, 538.
Vulcane I, 201—243. Definition I, 201. Eintheilung in geschichtete und homogene V. I, 201. Aeussere Gestalt der V. I, 201. Entstehung der V.: die Theorie L. v. Buch's I, 202 f., die Aufschüttungstheorie I, 203 ff. Störungen des Schichtenbaues in der Nähe eines V. I, 204. Barrancos I, 205. Beweglichkeit der Laven I, 205 ff. Neigung der Gehänge eines V. I, 207 f. Bildung des Monte Nuovo I, 208 f. Innere Structur der V. I, 209 ff. Submarine Bildungen (Tuffkegel) I, 209 f. Schlackenkegel I, 210. Lavakegel I, 211. Kegel von gemischtem Material I, 211 f. Einstürze von V. I, 212 ff. Maare I, 216 f. — Thätigkeit der V.: Vorboten eines Ausbruches I, 218 f., der Ausbruch selbst I, 219 ff. Flammenerscheinungen I, 221 f. Eruptionsmaterial I, 222 ff. II, 217. Zustand der Ruhe I, 225 ff. Frequenz der vulcanischen Eruptionen (thätige und erloschene V.) I, 228 ff. Zahl der V. I, 230 ff. — Räumliche Vertheilung der V.: ihre räumliche und causale Beziehung zum Meere I, 232 ff.; reihenförmige Anordnung I, 236 ff. 395 f.; L. v. Buch's Centralvulcane I, 238 f. Vulcanische Spalten I, 239. 285. 394. Alternirende Thätigkeit derjenigen Vulcane, welche auf derselben Spalte liegen, I, 239 f. Höhen- und Massenverhältnisse der V. I, 240 ff. Homogene V. I, 243. — Zusammenhang zwischen den V. und den Erdbeben I, 258 ff. Vulcanische Heerde im Erdinnern nach Hopkins I, 287. Hebungen auf vulcanischem Gebiete I, 355. Vulcanische Kräfte betheiligt bei den seculären Hebungen I, 385 f., nicht aber bei der Erhebung der Gebirge I, 554. Heisse Quellen am häufigsten in der Nähe vulcanischer Heerde II, 295.
Vulcanische Inseln s. unter Inseln.
Vulcanismus auf dem Monde I, 101.
Vulpia ligustica II, 597.
Vultur aegyptius II, 621.
— percnopterus II, 621.

Wachspalme II, 524, Nota 2. 581. 584.
Wachtel II, 623.
Wadi Arabah II, 325.
— Sanur I, 450.
Wadis II, 399. 563.
Wälder: versteinerte W. I, 317. 341, in's Meer versunkene W. I, 377. 378. 381. W. ein Schutz gegen das Vordringen der D. I, 458 ff. Meteorologische Voraussetzungen zur Waldbildung II, 490 f. 494 ff. Örtliche Vermehrung der Niederschläge durch die W. II, 505—507. Der Gesammtregenfall auf Erden wird durch die W. nicht vergrössert II, 507 f. Bedeutung der W. für gleichmässige Wasserabfuhr II, 508 f. Charakter der Nadelwälder des Nordens II, 533, der australischen Eucalyptus-W. II, 534. 569, der W. der Mittelmeerflora II, 553, der W. Ostindien's II, 558 ff., des Sudan II, 564, Nordamerika's II, 570, Guayana's II, 578, Brasilien's II, 579 ff., Peru's II, 584, Patagonien's II, 587 f. Bisweilen sind W. Hindernisse für die Verbreitung der Ge-

wächse II, 599, sowie der Thiere II, 612 f.
Wärme: Verwandlung der W. in Bewegung I, 40. W. ist selbst Bewegung I, 41; Aequivalent der W. I, 41. Entwicklung von W. durch chemische Verbindungen I, 42, durch elektrische Kräfte I, 43. W. in der Tiefe des Erdkörpers I, 183 ff. Tägliche und jährliche Wärmevariationen in den Oberflächenschichten der Erde I, 183. Wärmezunahme in den Oberflächenschichten der Erde auf unebenem Terrain I, 188 ff., auf ebenem Terrain I, 190 ff. Durchschnittliche Grösse der geothermischen Tiefenstufe und deren Wachsthum nach unten I, 193 ff. 284. Verschiedenes Wärmeleitungsvermögen der Gesteine I, 196. Beständige Verminderung der Eigenwärme der Erde I, 200. Bedeutung der inneren Erdwärme für die Erdoberfläche I, 200. II, 138. Die hohe W. im Erdinnern ein Beweis für eine ehemalige Gluthflüssigkeit des Erdballs I, 282; weniger sicher lässt sich aus ihr die jetzige Gluthflüssigkeit des Erdinnern ableiten I, 283 ff. Wärmeverhältnisse an der Meeresoberfläche II, 33—38, in den Tiefen der Oceane II, 38—55. Wärmeunterschiede als die Ursache der meridionalen Meeresströmungen II, 92 ff. Wärmequellen, welche die Temperaturen an der Erdoberfläche bestimmen, II, 138. Periodischer (jährlicher und täglicher) Wechsel der Luftwärme II, 138—143. Wärmezonen der Erde II, 140. Ueber die secularen Schwankungen der Erdwärme (Adhémar'sche Hypothese) II, 143—151. 200—202. Absorption der W. durch Luft, Land und Meer II, 156—158. Wärmestrahlung der Erde II, 158—162. Abnahme der W. mit der Höhe II, 162—173 (in freier Luft II, 162—167, an den Abhängen von Gebirgen II, 167—173). Ueberblick über die Wärmeverhältnisse der Erde an der Hand der Isothermen und Isanomalen II, 173—189. Gleichmässiges und excessives Klima II, 189—194. Maxima und Minima der Luftwärme II, 194—198. Gleichzeitige Wärmeanomalien verschiedener Gegenden II, 198—200. Abhängigkeit der W. von den Winden II, 226—233. Beschleunigung des Verdunstungsprocesses durch grössere W. II, 241. Wärmeverhältnisse zur Eiszeit II, 365 ff. Bedeutung der W. für das Pflanzenleben II, 520—527.
Wagner, Andreas II, 614 (Nota 1) ff.
Wagner, Moriz: Südspitze des Ilinissa kein Vulcan I, 213, Nota 1.
— die Rauchwolken des Cotopaxi II, 218.
— Quellen von Hammam-Meskhutin II, 294.
— der Lech eine zoologische Grenze II, 437, Nota 2.
— über die Savanen Mittelamerika's II, 498.
— über das Vorkommen des Genus Pinus in Centralamerika II, 546 (Nota 3).
— über die Fische an beiden Ufern des Isthmus von Panama II, 609.
Wahlenberg: in Skandinavien hat allein Norwegen Gletscher I, 471.
— über die Abhängigkeit der Gewächse vom Standort II, 519.
— Verwandtschaft der lappländischen Tiefen- und der Schweizer alpinen Flora II, 599.
Waid II, 523.
Waikato II, 299.
Waikite, kochende Quellen von II, 592.
Wairaufluss I, 271.
Waitemata-Hafen I, 204. 240.
Waitoreke I, 522.
Walchien I, 317.
Waldenburg (Schlesien) I, 315.
Waldhuhn II, 628. 637.
Waldrebe II, 593.
Wales I, 305. 306. 308. 309. 315. 347. II, 361.
Walfisch s. Balaena.
Walker, Francis A. II, 497.
Wallace, A. R.: Aehnlichkeit im Bau

von Borneo, Celebes und Gilolo I, 393, Nota 2. 394 f.
Wallace, A. R.: Naturgrenze zwischen Asien und Australien I, 489. 521.
— Celebes ein Bruchstück eines nach Westen hin gelegenen Continents I, 505 (Nota 2).
— über die Sundainseln I, 511.
— über die Thierwelt Neu-Guinea's I, 521.
— der Amazonas eine Grenzlinie für gewisse Affenarten II, 610.
— die geographische Verbreitung der Thiere II, 614 (Nota 1) ff.
Wallensee II, 359.
Wallich I, 370.
Wallis I, 365.
Wallis (Canton) I, 264. 538. II, 359.
Wallmann II, 328 (Nota 2).
Wallnussbaum II, 536. 551. 571.
Walross II, 615.
Walsdorf, Maar bei I, 217.
Waltershausen, Sartorius I, 221. 296.
Walzenschlange II, 607.
Wanderheuschrecke II, 607.
Wanderratte (Mus decumanus) II, 617. 624. 626. 635. 643.
Wanderungen der Pflanzen II, 592—605, der Thiere II, 606—613.
Wan-See I, 233. 234.
Warasdin-Teplitz II, 307.
Warmbrunn II, 306.
Warren II, 527.
Warzendisteln II, 540.
Warzenschwein II, 636.
Wasa II, 293.
Waschbär II, 626. 642.
Washington (Stadt) II, 175 f. 469.
— (Territorium) I, 472.
Wasser: vermindert sich in Folge Absorption und Bildung von Hydraten I, 53. Bedeutung des W. bei vulcanischen Eruptionen I, 201. 221. 223 f. 235 f. Erodirende Kraft des W. s. unter Erosion. Absorption der Sonnenstrahlen durch W. II, 158. 189. Ausstrahlung der Wärme durch das W. II, 161 f. 189. Bedeutung des W. für das Pflanzenleben II, 490 f. 494 ff.
Wasserarmuth mancher Ströme II, 398—402.
Wasserburg II, 360.
Wasserdampf: nicht betheiligt bei Erdbeben auf nichtvulcanischem Gebiet I, 261 f.
Wasserdampf in der Luft II, 109. 118. 239—257 (Verdunstungsprocess II, 239—242. Instrumente zur Ermittelung des W.-Gehalts der Luft II, 242—246. Tägliche und jährliche Periode des W. II, 246—248, sowie der Dampfsättigung II, 248. Der Feuchtigkeitsgrad verschiedener Winde II, 248 f. Abnahme des Wasserdampfes in der Höhe II, 249 f. Wolkenbildung II, 251—257).
Wasserdampfaushauchungen (Fumarolen) I, 226. 228.
Wasserjungfer II, 607.
Wassermaulwurf II, 625.
Wassermelone, südafrikanische II, 566.
Wasserpest II, 598.
Wasserratte II, 612. 617.
Wasserschnabelthier I, 519. II, 650.
Wasserschwein II, 643.
Waterford I, 193.
Watergap II, 443.
Wavellit I, 550, Nota 2.
Wealden I, 325.
Wealdenkohle I, 325. 341.
Webb, T. W. I, 92. 96.
Wega I, 57. II, 144.
Wegerich, gemeiner II, 597.
Weichsel II, 424.
Weide II, 535 f. 551. 556. 570. 574. 583. 585. 586. 593. 605.
Weidenröschen II, 593.
Weihmuthskiefer II, 571.
Weilenmann I, 194, Nota 2. II, 170.
Weimar I, 114.
Wein II, 190. 201 f. 554. 572. 574. 603 f. 610.
Weinmörder II, 228.
Weissdorn II, 552.
Weisses Meer I, 388 f. II, 11. 318.
Weissfisch II, 615.
Weisstanne II, 550.
Weizen II, 523. 554. 558. 562. 598. 657.
Wellen, durch Erdbeben entstanden I,

245 f. 413 ff. Wellen, durch Wind entstanden I, 436 ff. Ihre Wirkung in der Tiefe I, 436, ihr allmähliches Wachsthum I, 436, ihre Höhe I, 436 f., ihre Wirkungen an den Küsten I, 437 ff.
Wellington (Neuseeland) I, 271.
Wellingtonia gigantea II, 527. 528.
Wells II, 159.
Wels II, 611.
Welsh II, 163.
Welwitschia mirabilis II, 566.
Wener-See I, 389. II, 318.
Werra II, 371.
Wertach II, 429 f.
Weser II, 28. 371. 426.
Wesselowsky II, 194.
Westaustralien II, 527.
Westaustral-Strömung II, 79. 101.
Westerwald I, 243.
Westghats II, 256. 271.
Westindische Flora II, 576 f.
Westphalen I, 313. 315.
Wetter, gutes und schlechtes II, 513 f.
Wetterau I, 227.
Wetterregeln II, 236 f.
Wetter-See I, 389. II, 318.
Wettin I, 314. 315.
Weyman I, 358.
Weyprecht II, 479.
Whewell, W.: Versuch, die Dichte der Erde durch Pendelbeobachtungen zu ermitteln, I, 179.
— cotidal lines II, 22 f.
Whiston, W. II, 459.
Whitsunday I, 364.
Whymper, F.: Hebungen an den Ufern des Territoriums Aljaska I, 360.
— die Fjordküste des Territoriums Aljaska I, 463 (Nota 1).
— Gletschererosion im Aostathale I, 474. 475 f.
— Charakter der von Gletschern erodirten Thäler I, 476.
— über die verheerenden Kräfte der Durance II, 380.
— über eine eigenthümliche Art von Erosionserscheinungen II, 384.
Wibel, F. II, 425.
Wiborg, C. F. I, 374.
Wicke II, 597.
Wickelbär II, 625 f. 642.
Widder (Sternbild) I, 30.
Widdringtonia II, 568.
Widmanstätten'sche Figuren I, 109. 110.
Wiedehopf II, 618.
Wiehengebirge I, 324.
Wieliczka, Salzlager von I, 320. II, 331. 334.
Wien II, 129. 227. 377. 445.
Wiener Becken I, 329.
Wiener Wald II, 550.
Wierchojansk II, 197.
Wiesbaden II, 294.
Wiesel (Mustela vulgaris) II, 615. 625.
Wiesel, ägyptisches II, 620.
Wigan, Cannelkohle von I, 344.
Wildbad II, 305.
Wildhund, rother II, 630.
Wildkatze II, 617. 620.
Wildschwein, gemeines II, 613. 617. 619. 621. 622.
Wilke II, 463.
Wilkes I, 271. II, 458.
Wilkinson, Sir Gardner I, 372.
Wilson, Alexander I, 63 f.
Wilson'sches Phänomen I, 63 f. 69. 73.
Wind als Urheber von Meeresströmungen II, 84 ff. 96 ff. Störung der regelmässigen Abnahme der Lufttemperatur nach oben durch W. II, 166. Begriff W. und Bezeichnung seiner Richtung II, 203. Windfahne II, 203. Bestimmung der Geschwindigkeit des W. (Windmesser) II, 203 ff. Druck des W. II, 205 f. Seine Entwicklung ist bedingt durch die Beschaffenheit des Terrains II, 207. Tägliche und jährliche Periode des W. II, 207 f. Entstehung des W II, 209 f. Land- und Seewind II, 210—212. Monsune II, 212—215. 219 f. Passate II, 215—221. Ueberblick über die Windzonen II, 221. Die Winde unter höheren Breiten (Dove's Drehungsgesetz) II, 222—224. Der W. weht immer aus Gegenden hohen Luftdruckes nach solchen geringeren Luftdruckes (Wetterprognosen) II, 225 f. Wichtigkeit der Winde für die Wärmeverhältnisse der Erde II, 226—233. Die Winde in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre II, 233—236. Der Mond beeinflusst die Ent-

wicklung des W. II, 237 f. W. begünstigt die Verdunstung II, 242. Feuchtigkeitsgrad verschiedener Winde II, 248 f.; verschiedenartige Bewölkung im Gefolge der W. II, 255 f. Verbreitung der Gewächse durch W. II, 592 f. Verbreitung mancher Thiere durch W. II, 609.
Windenschwärmer II, 656.
Windrosen, barische II, 129, thermische II, 230 ff., atmische II, 249.
Windsor (an der Fundy-Bay) II, 28.
Windwellen s. Wellen.
Windwolke II, 253. 254.
Winkler, G. G.: über die Fjorde Island's I, 465.
— das Verschwinden des flügellosen Alk I, 517.
— Reliefkarten I, 571.
Winnecke I, 128.
Winnecke's Comet I, 127.
Winslow I, 208.
Winterbottom II, 157.
Wippthal II, 449 f. 453.
Wisaraha II, 371, Nota 1.
Wisconsin II, 362.
Wisent II, 618.
Wismuth (Ausdehnung bei Krystallisation) I, 550.
Witte, Emil II, 91.
Wittenberg II, 431.
Wladikawkas I, 175.
Wojeikof, A.: über die Ausdrücke Aequatorialstrom und Polarstrom II, 214, Nota 1.
— über die Calmenzone im Atlantischen Ocean II, 219, Nota 1.
— über das australische Monsungebiet II, 219. 220 (Nota 1).
— die subtropische Zone im wesentlichen eine oceanische Erscheinung II, 221.
— die Regenzonen der Erde II, 260. 261. 262. 264 f. 266. 270. 272. 273. 275. 280. 281.
— über die Entstehung der Sahara II, 262. 491, sowie der peru-bolivianischen und südafrikanischen Wüste II, 263—265. 493 f.
Woldsted I, 162.
Wolf (Canis lupus) II, 606. 608. 613. 615. 616. 620. 622. 625. 626. 642. 655.
— japanischer II, 624.
— indischer II, 630.
Wolf, Rudolf I, 62. II, 481 (Nota 2). 484.
Wolga II, 374. 386. 387. 388. 399. 407 f. 422.
Wolken: Entstehung II, 251 f. Form II, 252—254. Grösse der Bewölkung II, 254. Tägliche und jährliche Periode der Bewölkung II, 254 f. Ihre Abhängigkeit vom Winde II, 255 f., von der Terraingestaltung II, 256 f.
Wollaffen II, 641.
Wollbaum II, 536 f. 577.
Wollmäuse II, 647.
Wologda (Gouvernement) II, 551.
— (Stadt) II, 176.
Wolverene II, 615. 625.
Wolverhampton II, 163.
Wrangell, Ferd. v.: Scherginschacht in Jakutsk I, 187.
— Hebungserscheinungen an der sibirischen Eismeerküste I, 367.
— Fahrten in's russische Eismeer I, 470. II, 67.
Wright, E. P. I, 505, Nota 1.
Wüllner I, 69.
Würger II, 637.
Württemberg I, 195. 320. 334. II, 334.
Würzburg II, 240.
Wüsten: ihre starke Erhitzung II, 157, ihre meteorologischen Voraussetzungen II, 262 ff. 272 f. 489—494. W sind Wohnplätze von Räubervölkern II, 515 ff., Schranken für die Verbreitung der Thiere II, 612.
Wüsten, Steppen, Wälder II, 489—517.
Wurfmäuse II, 617. 619. 620. 626. 630 f. 635. 643. 647 f.
Wurtz, M. I, 59, Nota 1.
Wurzen II, 392.
Wyoming I, 331.

Xanthium II, 595.
Xanthorrhoea II, 569.
Xenopus II, 638.
Xerus II, 634.
Xiphodon I, 331.

Yaguarundi II, 625 f. 642. 647.
Yak II, 623.
Yarmouth II, 207.
Yarra II, 527.
Yeddo s. Tokio.
Yellowstone-River, Thal des II, 301 f.
Yonne II, 370.
York II, 258.
Yorkshire I, 315. 440.
Young I, 127.
Yriga (Vulcan) I, 214.
Ystad I, 381.
Yucatan I, 397. II, 437. 576 f.
Yucca II, 540. 571. 573. 575.

Zagoskin I, 360.
Zagyva II, 396.
Zaîre s. Congo.
Zambesi II, 410. 436.
Zambesidelta II, 563.
Zante II, 31.
Zara I, 375.
Zarizyn II, 422.
Zebra II, 612. 635.
Zech I, 89, Nota 2. 118 f. II, 480 (Nota 1). 481 (Nota 2).
Zechstein I, 297. 316.
Zeit als Winkelmass benützt I, 167 f.
Zeiträume, geologische I, 314. 557 f.
Zeitunterschied: Methoden, den Z. zwischen zwei Orten zu bestimmen, I, 167 ff.
Zeune, A. I, 430.
Zibethhyäne II, 634.
Zibethkatze, indische II, 630.
Ziegler's hypsometrische Karte d. Schweiz I, 564 f.
Ziesel II, 617. 619. 626. 643.
Ziesel, gemeiner II, 617.
Zimmetbaum II, 535. 562.
Zingiber II, 561. 562.
Zirbelnusskiefer II, 550.
Zirkel, Ferdinand II, 296. 317 (Nota 2).
Zirknitzer See II, 324.
Zittel, Karl A.: Abnahme der Kohlensäure in der Luft I, 52 (Nota 1).
— verschiedenes Alter gleichartigen Gesteins I, 293 f.
— Süddeutschland während der Eiszeit II, 360.
Zitterwels II, 638.
Zizyphus II, 563.
Zoantharia eporosa I, 318.
— perforata I, 318.
— rugosa I, 314.
— tabulata I, 314. 317.
Zobel II, 616. 622.
Zöllner, F.: Untersuchungen über die Sonnenflecken I, 69 ff.
— neues Verfahren, die Gestalt der Protuberanzen zu ermitteln, I, 75.
— Höhe und Geschwindigkeit der Protuberanzen-Entwicklung I, 75.
— Temperaturen auf der Sonne I, 75 f. 78 f.
— über die Atmosphäre Mercur's I, 82.
— photometrische Untersuchung des Planetenlichts I, 94.
— Theorie der Cometenbildung I, 130 ff.
— regelmässig ab- und zunehmende Frequenz der Cometen I, 134 f.
— über den Ursprung des Erdmagnetismus II, 465. 466 (Nota 1).
— über das Nordlicht II, 478 f.
— Elektricitätserzeugung auf der Sonnenoberfläche II, 483.
— Nordlicht und Cirruswölkchen II, 484 f.
Zöppritz: physikalische Eigenschaften des Salzwassers II, 39 (Nota 3).
— zur Theorie der Meeresströmungen II, 84—87. 89 (Nota 1). 90 (Nota 1). 94 (Nota 1). 96.
Zonen: Wärmezonen der Erde II, 140. Windzonen II, 221.
Zuckerhirse II, 523.
Zuckerkiefer II, 574.
Zuckerrohr II, 554. 558. 572. 576. 577. 582.
Zürich (Canton) II, 357. 358.
Zürich (Stadt) II, 250. 359.
Zürichberg II, 357.
Züricher See II, 325.
Zuger See II, 358.
Zugspitze I, 568.
Zuyder-See I, 378 f. II, 198.
Zweizahn II, 595.
Zwergbirke II, 549.
Zwergpalme II, 533. 545. 554. 556.
— hohe II, 558.
Zwickau I, 309. 312. 315. 317. 347.
Zwiebelgewächse II, 504 f. 539. 555. 566. 567. 569. 587.
Zwillinge (Sternbild) I, 24. 29. 30. 32.

Druckfehler und Verbesserungen:

zum ersten Bande:

S. 128, Z. 14 v. u. statt 1825 lies 1835.
S. 187, Z. 7 v. u. st. Wrangel l. v. Wrangell.
S. 202, Z. 4 st. S. Paul l. S. Paul im Indischen Ocean.
S. 226, Z. 13 st. Papadayang l. Papandayang.
S. 231, Z. 10 v. u. st. Bengalien l. Bengalen.
S. 296, Z. 21 st. Südamerika, Feuerland l. Südamerika (Feuerland).
S. 319, Z. 4 st. Archaeopterix l. Archaeopteryx.
S. 320, Z. 12 v. u. st. französischen l. lothringischen.
S. 357, Nota 4 st. Inseln Chiloë l. Insel Chiloë.
S. 364, Z. 7, S. 401, Z. 21 und S. 436, Z. 7 v. u. st. Horn l. Hoorn.
S. 367, Z. 11 st. Auf Nowaja Semlja l. Bei Nowaja Semlja.
S. 410, Nota 2 st. Wyviell l. Wyville.
S. 412, Z. 11 st. Atlantischen Ocean l. nordatlantischen Oceau.
S. 414, Z. 14 st. Stündliche Geschwindigkeit der Welle in engl. Fussen l. Stündliche Geschwindigkeit der Welle in engl. Meilen.
S. 430, Z. 14 v. u. st. François Buache l. Philippe Buache.
S. 498, Z. 22 st. Shetlandgruppe l. Süd-Shetlandgruppe.

zum zweiten Bande:

S. 99, Z. 3 v. u. st. Atlantischen Ocean l. nordatlantischen Ocean.
S. 114, Nota 1 st. 3,70844 l. 3,07844.
S. 433, Z. 8 st. Sevennen l. Cevennen.
S. 525, Z. 1 v. u. und S. 526, Z. 7 st. 4000 l. 3500.
S. 539, Z. 7 st. Taurien l. Daurien.
S. 561, Z. 8 st. Cedrus Deodora l. Cedrus Deodara.
S. 610, Z. 2 v. u. st. Mus lemmus l. Myodes lemmus.
S. 636, Z. 8 v. u. sind die Worte „A. lunata, sowie“ zu streichen.
Fig. 69 (zu S. 414) l. in der Unterschrift: die Pfeile bezeichnen die Richtung der Küstenströmung.

Pierer'sche Hofbuchdruckerei. Stephan Geibel & Co. in Altenburg.

J. G. LUKAS
Buchbinderei
Linir-Anstalt &
Geschäfts-Bücherfabrik
BAMBERG.

BSB Bayerische StaatsBibliothek

MDZ Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Leipoldt, Gustav,

Physische Erdkunde

Bd.: 2

(1880)

Bamberg, Staatsbibliothek -- Phys.geogr.o.20-a(2
urn:nbn:de:bvb:12-bsb11763493-1